Zur Geologie der Südflanke des afghanischen Hindukush zwischen den Flüssen Salang und Parandeh

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereichs Geowissenschaften
der
Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Eckard Wallbrecher
aus Bielefeld

1974

Zur Geologie der Südflanke des afghanischen Hindukush zwischen den Flüssen Salang und Parandeh

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereichs Geowissenschaften
der
Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Eckard Wallbrecher
aus Bielefeld

1974

1. Referent: Prof. Dr. V. Jacobshagen

2. Referent: Prof. Dr. W. Büsch

Tag der mündlichen Prüfung: 14. 6. 1974

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Druck: Der Präsident der Freien Universität Berlin -- Zentrale Universitätsdruckerei V aA 4, 1 Berlin 41

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

ZUSAMMENFASSUNG 7

VORWORT 9

1. EINLEITUNG 10

1.1 Regionalgeologische Situation und Problemstellung 10

1.2 Lage des Arbeitsgebietes und Orographie 12

1.3 Durchführung der Geländearbeiten 14

1.4 Erforschungsgeschichte 15

2. KRISTALLIN - KOMPLEXE UND SEDIMENT-SERIEN 23

2.1 Die metamorphen Serien 23

2.1.1 Das Pandshir-Kristallin 23

2.1.1.1 Granat-Biotit-Gneise und -Glimmerschiefer 27

2.1.1.2 Plagioklas-Biotit-Gneise 28

2.1.1.3 Dunkle Gneise mit Feldspatblasten 29

2.1.1.4 Deformierte Kalifeldspat-Metablastite 31

2.1.1.5 Orthoklas-Augengneise 33

2.1.1.6 Quarzite 34

2.1.1.7 Paralleltexturierte Gneise 35

2.1.1.8 Sillimanit-Granat-Biotit-Gneise 36

2.1.1.9 Sillimanit-Granat-Biotit-Muskowit-Gneise 38

2.1.1.10 Diatexite 41

2.1.1.11 Gebänderte Kalifeldspat-Metablastite 43

2.1.1.12 Staurolith-Granat-Gneise 44

2.1.1.13 Amphibolite 45

2.1.2 Der zentrale Gneis- und Glimmerschieferkomplex 47

2.1.2.1 Der zentrale Gneis 48

2.1.2.2 Die zentralen Glimmerschiefer 50

2.1.2.3 Amphibolite des zentralen Gneis- und Glimmerschieferkomplexes 53

Seite

2.1.3 Grammatitschiefer 54
2.1.4 Olivin-Grammatit-Talk-Fels 55
2.1.5 Marmore 57
2.1.6 Turmalin-Kalzit-Fels 59
2.1.7 Kalkphyllite 60
2.1.8 Die Metamorphe Konglomerat-Serie 62
2.2 Die schwach metamorphen Sediment-Serien 65
2.2.1 Die Sedimente des Pandshir-Tales 65
2.2.1.1 Die Schiefer- und Quarzit-Zone südlich des Pandshir-Rud 66
2.2.1.2 Die Schiefer-Serien auf der Nordflanke des Pandshir-Tales 67
2.2.1.3 Die Rotserie 70
2.2.2 Die Sedimente am Salang-Oberlauf 77
2.3 Magmatische Gesteine 79
2.3.1 Vulkanite 79
2.3.1.1 Serpentinite 79
2.3.1.2 Metabasite und Grünschiefer 80
2.3.1.3 Metakeratophyr 82
2.3.2 Plutonite 85
2.3.2.1 Der zentrale Granodiorit 85
2.3.2.1.1 Ausdehnung und Tiefenlage 85
2.3.2.1.2 Die petrographische Ausbildung des zentralen Granodiorites 89
2.3.2.1.2.1 Die makroskopische Ausbildung 89
2.3.2.1.2.2 Der mikroskopische Befund 90
2.3.2.2 Die kleineren (südlichen) Granitvorkommen 95
2.3.2.2.1 Der Granitstock des Piawasht-Tales 95
2.3.2.2.2 Die Granitschuppen von Ru-i-Darra 97

Seite

2.3.2.3 Der Salang-Südgranit 102
2.3.2.3.1 Geländebefund 102
2.3.2.3.2 Mikroskopische Ausbildung 103
2.3.2.4 Die Granitschuppen bei Deh Kolon 107
2.3.2.5 Die petrographischen Beziehungen des Salang-Südgranites zu anderen Gesteinen des Arbeitsgebietes 108
2.3.2.6 Die Pegmatite 109
2.3.2.7 Die relativen Altersbeziehungen der granitischen Intrusionen 110
2.4 Quartäre Bildungen 112
2.4.1 Terrassen 112
2.4.2 Talböden 112
2.4.3 Schuttkegel 112
2.4.4 Moränen 113

3. TEKTONISCHER TEIL 114
3.1 Die Tektonischen Einheiten 114
3.1.1 Das Pandshir-Kristallin 114
3.1.1.1 Die s-Flächen des Pandshir-Kristallins 115
3.1.1.2 Lineare Gefügeelemente 117
3.1.1.3 Störungen 119
3.1.1.4 Die Beziehungen zwischen Makro- und Mikrogefüge 120
3.1.1.5 Das Alter der tektonischen Formung und der Metamorphose im Pandshir-Kristallin 123
3.1.2 Die Tektonik in den schwach metamorphen Sediment-Serien des Pandshir-Tales 123
3.1.2.1 Der Faltenbau 123
3.1.2.2 Störungen 126
3.1.2.3 Die Beziehungen zwischen Makro- und Mikrogefüge 127
3.1.2.4 Das Alter der Tektonik in den schwach metamorphen Sediment-Serien des Pandshir-Tales 128

Seite

3.1.3 Der tektonische Bau des zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplexes 129

3.1.3.1 Die Beziehungen zwischen Makro- und Mikrogefüge im zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex 131

3.1.3.2 Das Alter der Tektonik und Metamorphose im zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex 132

3.1.4 Die tektonischen Verhältnisse in den Sedimenten am Salang-Oberlauf 134

3.1.5 Die tektonischen Verhältnisse in den Marmorschuppen und ihr Kontakt zum Nebengestein 134

3.1.6 Die tektonischen Verhältnisse in den Plutonen 137

3.1.6.1 Die Beziehungen der Kristallisation in den Graniten von Piawasht und Ru-i-Darra zur Störungstektonik 138

3.1.6.2 Die Beziehungen von Salang-Südgranit und den Granitschuppen von Deh Kolon zur Störungstektonik 139

3.2 Die großen, tektonische Einheiten trennenden, Störungen 140

3.2.1 Die Störung zwischen zentralem Gneiskomplex und den Sediment-Serien des Pandshir-Tales 140

3.2.2 Die Pandshir-Störung 140

4. SCHLUSSWORT UND AUSBLICK 143

LITERATURVERZEICHNIS 144

Anlagen:

1 Geologische Karte 1 : 50 000

1 Tektonische Karte 1 : 50 000

1 Profiltafel 1 : 50 000

ZUSAMMENFASSUNG

Auf der Südflanke des afghanischen Hindukush wurde für das Gebiet zwischen den Flüssen Salang und Parandeh erstmals eine geologische Karte erstellt. Es zeigte sich, daß in diesem Gebiet mehrere Serien metamorpher Gesteine unterschieden werden können. Südlich der Pandshir-Linie wurde ein Migmatit-Komplex, das "Pandshir-Kristallin", mit vermutlich alpidischer Metamorphose von den übrigen metamorphen Serien des Hindukush abgetrennt. Der interne Bau und die Abfolge der Mineralisation in diesem Komplex wurden in einem Querprofil untersucht und dargestellt. Nördlich anschließende Sediment-Serien werden an mehreren Querprofilen beschrieben. Durch Vergleich mit Sedimenten bekannten Alters in der streichenden Fortsetzung wird eine Altersdeutung dieser Serien versucht (Oberdevon - Unterkarbon). Ferner zeigte sich, daß der mittlere Teil der Hindukush-Südflanke in diesem Bereich von einem Gneis-Komplex mit auflagernden Glimmerschiefern und geringmächtigen Marmorlagen eingenommen wird, während die Gipfelregion des Gebirges von einem großen Granodiorit-Pluton aufgebaut wird, dessen Intrusionsalter möglicherweise altkimmerisch (Wende Trias-Jura) ist.

Tektonische Analysen, basierend auf Beobachtungen und Messungen im Makro- und Mesobereich, sowie Messungen der Biotitregelung in geeigneten Proben, die durch ein neuentwickeltes Verfahren auf der Grundlage des Computer Programms "GELI" in unmittelbarer Geländeorientierung im Lagenkugeldiagramm zur Darstellung gebracht werden konnten, wurden in allen Serien des Gebietes durchgeführt. Hierdurch wurden Hinweise auf die relativen Altersbeziehungen von Gebirgsbau und Intrusionen in den verschiedenen Einheiten gewonnen. Es ergab sich, daß die Gefüge der zentralen Gneise und Glimmerschiefer und der Sediment-Serien vor der Intrusion des zentralen Plutons geprägt wurden, was ein variszisches Alter der Orogenese wahrscheinlich macht. Hieran schloß sich eine

jüngere Tektonik an, die sich im wesentlichen in horizontalem Versatz äußerte und mit der Intrusion des zentralen Plutons gleich alt sein könnte. Jüngste Bewegungen haben schließlich das alpidisch überprägte Pandshir-Kristallin an der Pandshir-Störung mit diesen älteren Serien in Kontakt gebracht.

VORWORT

Die Geländeuntersuchungen zu der vorliegenden Arbeit wurden während einer zweijährigen Tätigkeit am Geologischen Institut der Universität Kabul im Rahmen des Partnerschafts-Vertrages zwischen der Naturwissenschaftlichen Fakultät Kabul und der Universität Bonn während der Sommermonate 1965 und 1966 durchgeführt.

Für die finanzielle Ermöglichung dieses Aufenthalts danke ich der Heinrich-Hertz-Stiftung in Düsseldorf.

Die Durchführung der Geländearbeiten war nur mit der hilfreichen Unterstützung der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Kabul möglich. In diesem Zusammenhang habe ich Herrn Prof. Dr. A. Gh. KAKAR und besonders den Herren Prof. Dr. K. VOGEL, Frankfurt, und Dr. J. NAGEL, Bonn, zu danken. Letzterem verdanke ich durch viele Diskussionen wertvolle wissenschaftliche Anregungen.

Ferner gilt mein Dank den Herren A. RAHMAN ASHRAF und NEMAT-ULLAH, die mich im Gelände als "Counterparts" begleiteten und mir in organisatorischen Dingen eine große Hilfe waren.

Ganz besonders verpflichtet fühle ich mich gegenüber meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. W. BIERTHER, Bonn, und Herrn Prof. Dr. P. WURSTER, Bonn, für die Betreuung und wissenschaftliche Förderung der Arbeit.

Für die weitergehende Betreuung in Berlin habe ich den Herren Prof. Dr. W. BÜSCH, Prof. Dr. V. JACOBSHAGEN und Prof. Dr. K.-J. REUTTER zu danken.

1. EINLEITUNG

1.1 Regionalgeologische Situation und Problemstellung

Das Untersuchungsgebiet umfaßt einen Teil der Südflanke des afghanischen Hindukush, der als großer, sich in E-W-Richtung erstreckender Gebirgszug, Nord- und Südafghanistan voneinander scheidet und damit auch zwei verschiedene Sedimentationsräume voneinander trennt. Während im Norden nur überwiegend flach gelagerte meso- und känozoische Sedimente der großen Turkestanischen Senke vorkommen, findet sich im Süden eine fast vollständige Folge, die mit einigen Diskordanzen vom Kambrium (WOHLFAHRT 1970) bis ins obere Mesozoikum der Khingil-Serie reicht.

Der Hindukush liegt im westlichen Anschlußbereich der beiden großen zentralasiatischen Scharungen, der Pamir-Scharung im Norden und der Himalaya-Syntaxis im Süden. Aus den Stämmen der Pamir-Scharung entwickeln sich nach Osten zwei Gebirgszüge, der nördliche Teil findet seine Fortsetzung im Alai und Tien Shan, während der südliche über den Mustagh Ala in den Kun Lun hineinzieht. Nach Westen hat es den Anschein, als ob sich aus Teilen des Pamir-Systems die Gebirge der nordost-afghanischen Provinz Badakhshan entwickeln.

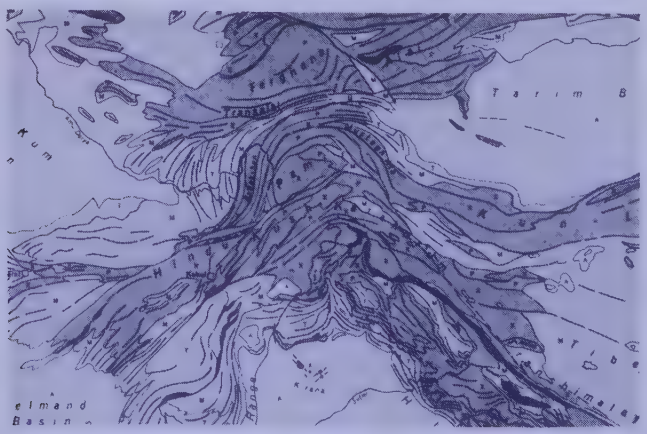

Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte der zentralasiatischen Scharungen aus Geology of the Himalayas (A. GANSSER 1964)

Südlich von Pamir-Knoten und Mustagh Ala Gebirge schaltet sich im Osten der Karakorum zwischen diese und die Himalaya-Ketten. Er scheint mit dem Hindukush im Westen einen großen zusammenhängenden und nach Süden geöffneten Bogen zu bilden (GUNDLACH 1934; SCHNEIDER 1957, 1960; DESIO 1960, 1961, 1963).

Das Alter all dieser Gebirge wird von Norden nach Süden immer jünger. Das Pamir-System als nördlichstes ist nach neuerer Auffassung variszisch konsolidiert (GUNDLACH 1934, MUSHKETOV 1936, LEUCHS 1937, STILLE 1954, PEIVE et al. 1964, KRESTNIKOV 1965).

Im Süden des Pamir-Systems trennt die sogenannte "zone axiale" des NW-Karakorum, die STILLE (1929, 1954) die "Nahtlinie zwischen Meso- und Neoasien" genannt hat, diese alten Systeme von den alpidischen Himalaya-Ketten ab. Der Karakorum selbst ist durch altkimmerische bis eozäne Orogenese aufgefaltet und vermittelt so zu den posteozän entstandenen Himalaya-Ketten (DE TERRA 1932, SCHNEIDER 1957, 1960).

Mustagh Ala, Karakorum und die westlichen Himalaya-Ketten zeigen trotz verschieden alter Orogenese ein einheitliches generelles NW-SE-Streichen.

Das Pamir-System, das von NALIVKIN (in GUNDLACH 1934) in vier Zonen gegliedert wurde, biegt im Westen in ein SW-NE-Streichen um. Die vermutlich in der Provinz Badakhshan vorkommenden Anteile dieses Systems sollen den beiden südlichen Zonen NALIVKIN's angehören (GUNDLACH 1934, DESIO 1961, HINZE 1964).

Das hier behandelte Gebiet liegt im Südosten des Verbreiterungsgebietes dieser dem Pamir-System zugerechneten Serien Badakhshans, in deren streichender Fortsetzung. Daraus ergibt sich das Problem, ob sich diese bis hierher, also bis auf die Südflanke des Hindukush erstrecken, oder ob sie nördlich der Hindukush-Hauptachse aufhören.

Durch den bogenförmigen Bau von Hindukush und Karakorum, der sich orographisch sehr deutlich abzeichnet, wird eine weitere Möglichkeit der Verbindung der Serien des östlichen afghanischen Hindukush mit bereits, auch in bezug auf

ihre Orogenese und deren Alter, besser bekannten Einheiten der östlichen Äste der Scharungen angedeutet.

Ziel der vorliegenden Arbeit, die parallel mit einer geologischen Aufnahme des westlichen Anschlußgebietes (Diss. M. RESCH 1971) durchgeführt wurde, war, in dem bisher geologisch unbekannten Gebiet (von einer Routenaufnahme abgesehen) charakteristische Einheiten gegeneinander abzugrenzen und petrographisch zu beschreiben, sowie Hinweise auf tektonische Baueinheiten und Stil der Tektonik zu gewinnen. Ferner sollte versucht werden, Tektonik und Metamorphose dieses Gebietes zeitlich einzustufen.

1.2 Lage des Arbeitsgebietes und Orographie

Das hier behandelte Gebiet liegt in der afghanischen Provinz Parwan zwischen 69°00' und 69°30' östlicher Länge sowie 35°05' und 35°25' nördlicher Breite auf der Südflanke des Hindukush.

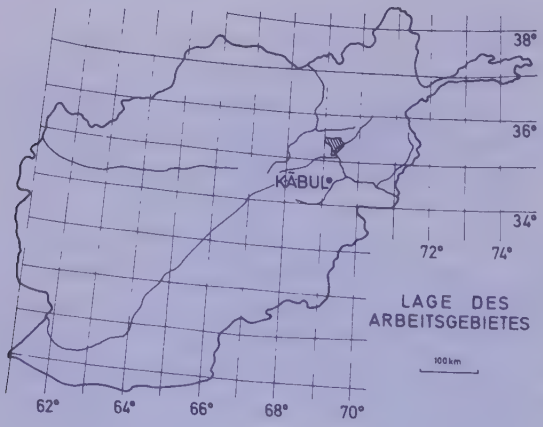

Abb. 2

Die westliche Begrenzung des Gebietes bildet der Salang-Fluß, an dem sich westlich das von RESCH (1971) bearbeitete Gebiet anschließt. Im Süden reicht es bis auf die Südflanke des

Pandshir-Tales und im Osten bis an den Parandeh Darja. Den nördlichen Abschluß bildet der Hindukush-Hauptkamm.

Durch mehrere Flußtäler wird das Gebiet in drei große, nach Süden spitz zulaufende und flacher werdende Bergrücken gegliedert. Das breiteste Tal bildet der Pandshir-Fluß im Süden, der zunächst etwa in westsüdwestlicher Richtung fließt und ca. 6 km nördlich Gulbahar nach Süden umbiegt und eine tiefe und enge Schlucht bildet. Die breiteste Stelle des Pandshir-Tales liegt bei dem Ort Rukha, wo die Flußsedimente als Kulturflächen genutzt werden. Die Täler der aus nördlicher Richtung in den Pandshir einmündenden Bäche sind durchweg sehr steil und häufig in ihrem unteren Teil als Hängetäler mit steilen Wasserfällen ausgebildet.

Auf der westlichen Grenze des Gebietes hat sich der Salang-Darja ein im nördlichen Teil zunächst breites Tal geschaffen, das sich vor der Einmündung des Ejah Darja zu mehreren kurzen und sehr steilen Schluchten verengt.

Darüber hinaus wird das Gebiet gegliedert durch den in südsüdöstlicher Richtung fließenden Ejah Darja und den aus nordöstlicher Richtung kommenden Shotol Darja mit seinen Zuflüssen, der in Gulbahar in den Pandshir-Rud mündet.

Das Gebirge steigt von $\pm$ 1.700 m im Pandshir-Tal bis auf eine durchschnittliche Höhe von 4.100 bis 4.200 m. Die höchste Erhebung mit 4.712 m liegt im nordöstlichen Teil des Gebietes.

Abgesehen von einigen Kulturflächen in den genannten Tälern und einigen größeren Quertälern ist das Gebirge unbewachsen.

Menschliche Siedlungen trifft man in den Tälern bis zu einer Höhe von 2.500 m bis 2.700 m an.

Befahrbar sind lediglich die Salang-Straße und eine Piste längs des Pandshir-Rud.

1.3 Durchführung der Geländearbeiten

Die Kartierungs-Grundlage bildeten folgende vom Fairchild Aerial Survey, Inc. im ungefähren Maßstab 1 : 30 000 aufgenommenen Luftbilder:

Streifen Nr. 59 C Nr. 11141 - 11144
" " 59 D Nr. 10985 - 10988
" " 60-1 Nr. 23814 - 23822
" " 61 Nr. 6920 - 6928.

Ferner wurden folgende Fotomosaik-Karten im Maßstab 1 : 50 000 verwendet:

504 E I - IV
504 D III und IV
504 C III und IV.

Die Geländeaufnahmen wurden auf photogrammetrische Auswertungen der oben genannten Fotomosaik-Karten (sog. "advanced copies") übertragen, die jedoch wegen ihrer schlechten Qualität im Gelände allein nicht zu verwerten waren, so daß die Kartierung überwiegend auf den Fotomosaik-Karten, z. T. auch direkt auf den Luftbildern durchgeführt wurde.

Eine flächenhafte Geländekartierung erfolgte nur in dem Gebiet zwischen Jabal-us-Seraj und Ahingaran im Westen sowie Gulbahar und Miran Shah im Osten. In den übrigen Teilen des Gebietes wurden, den Bächen und Flüssen folgend, Traversen und Profile aufgenommen (Abb. 3). Da kein störender Bewuchs vorhanden ist, konnte daraus auf den Stereomodellen die geologische Karte zusammengesetzt werden.

Abb. 3

1.4 Erforschungsgeschichte

Erste geologische Berichte über den afghanischen Hindukush, meistens in Form von Routenbeschreibungen, gab GRIESBACH (1885, 1886, 1887). Diese Routen berühren jedoch nicht das hier zu behandelnde Gebiet, sie führen vielmehr westlich davon über den Kotal-i-Shibar und durch das Bamian-Tal.

GRIESBACH beschrieb bereits größere Granit-Vorkommen und versuchte eine erste stratigraphische Gliederung der nichtmetamorphen Serien des afghanischen Hindukush, wobei er in den Schiefern "zwischen den Hindukush-Pässen und Koh-i-Daman" Äquivalente der auf der Hindukush-Nordflanke vorkommenden Saighan-Serie ("plant bearing series") vermutete, die er wegen ihrer Kohleführung fälschlich ins Permokarbon stellte (GRIESBACH 1885).

Über den Bau des Hindukush schrieb GRIESBACH 1886: "The Hindu kùsh is formed probably by a system of parallel flexures, which result in a series of separate ranges as it were, but the structure ist greatly obscured by intrusive igneous rocks, chiefly hornblendic granite, which has altered the neighbouring formations into metamorphic schists."

Eine etwas eingehendere Bearbeitung erfuhr der afghanische Hindukush durch HAYDEN (1911), der auch eine bis heute gültige stratigraphische Gliederung der zentral- und nordafghanischen Schichten aufstellte.

In einem Normalprofil am Hajigak-Paß, ca. 40 km südöstlich Bamian, unterschied er die Kalu-Serie als liegende Form, bestehend aus Phylliten, Glimmerschiefern, dünnblättrigen Gneisen und Quarziten fraglichen paläozoischen Alters, von der darauf folgenden Hajigak-Serie, die Oberdevon und Unterkarbon umfaßt und aus Kalken, Schiefern und Quarziten mit eingeschalteten hämatitführenden Bänken besteht.

Darauf folgt die Hilmend-Serie mit Schiefern und Quarziten. Den Abschluß bildet im Oberkarbon und Perm der Fusulinen-Kalk.

Die Kalu-, Hajigak- und Hilmend-Serie zusammen vertreten nach HAYDEN in Afghanistan die Dravidian-Gruppe des

Haimantas im Himalaya.

HAYDEN (1911) hat versucht, seine Routenaufnahmen in Form einer Kartenskizze zusammenzustellen. Auf dieser Karte ist auch erstmals das Pandshir-Tal und der nördlich anschließende Teil des östlichen afghanischen Hindukush mit erfaßt.

HAYDEN gab für dies Gebiet am Pandshir beginnend, in nördlicher Richtung, eine Folge von Hajigak-Serien, Fusulinen-Kalk und Granit an. Da er jedoch das Pandshir-Tal nicht bereist hat, handelt es sich wohl mehr um die Vermutung, daß sich die von ihm in der Gegend von Kotal-i-Hajigak, Tang-i-Bulola und Kotal-i-Shibar beobachteten Serien im Streichen ins Pandshir-Tal fortsetzen, was für die Hajigak-Serie auch zutreffen mag, die er im Ghorband-Tal immerhin bis fast an den Salang-Fluß verfolgen konnte. Als Fusulinen-Kalk hat er wahrscheinlich die Marmorbänke am Mittellauf des Salang in der Gegend um die Einmündung des Ejah Darja angesehen.

Auch über die Paläogeographie und Tektonik macht HAYDEN bereits erste Aussagen. So vermutete er auf der Linie, die von den Tälern des Pandshir, Ghorband und Hari-Rud gebildet wird, also quer durch Zentral-Afghanistan, einen großen paläozoischen Sedimentationstrog.

Zur Tektonik des afghanischen Hindukush gab er ein allgemeines SW-NE-Streichen mit südvergentem Faltenbau bei nordwestlichem Einfallen an. Den großen zentralen Granit-Körper deutet er, wie die Himalaya-Granite, syntektonisch.

Auf HAYDEN's Beobachtungen aufbauend parallelisiert FURON (1921) die hämatitführenden Kalke des Pandshir-Tales mit dem Hämatit-Lager im unteren Bereich der Hajigak-Serie.

Erste und bisher einzige Beobachtungen im Pandshir-Tal selbst machte BRÜCKL (1935) anläßlich einer Karawanenreise über den Anjuman-Paß nach Badakhshan.

Nach BRÜCKL beginnt ein von Gulbahar nach Norden gelegtes Profil zunächst mit dünnbankigen grauen Gneisen mit aplitischen, injizierten Gängen, die in Augengneise übergehen. Er erkannte das durchgehend steile Nord-Einfallen der s-Flächen dieser Gneise und sieht in ihnen die Kalu-Serie

HAYDEN's, obwohl die nach HAYDEN typischen dicken Konglomeratbänke hier nicht zu finden sind. Auch die am Südfuß des Salang-Passes vorkommenden Gneise rechnete er hierzu. Die nördliche Begrenzung dieser Serie soll eine vermutete, im Pandshir-Tal in SW-NE-Richtung verlaufende Störung bilden. Die folgende Serie, bestehend aus einer "Wechselfolge von fossilleeren Tonschiefern und gutgebankten, braun bis rotbraun gefärbten Kalken" bezeichnete er auch wegen der großen Ähnlichkeit mit den von HAYDEN beschriebenen hämatitführenden Serien von Hajigak-Paß und Ghorband-Tal als Hajigak-Serie.

BRÜCKL berichtete auch von zahlreichen "Serpentin-Intrusionen", die in der Gegend des Pandshir-Knies die Hajigak-Schichten durchbrechen sollen und weist auf die von ihm beobachtete allgemeine Häufigkeit von Serpentiniten im afghanischen Hindukush hin.

Östlich des Arbeitsgebietes, in der Gegend von Bazarak, beobachtete BRÜCKL "meterdicke Lager von Granit, die die Hajigak-Serie unter gleichzeitigem Verschwinden der Serpentine durchbrechen". Auch größere Intrusivstöcke sollen vorkommen. BRÜCKL sprach von injizierten Bildungen, die in grosser Tiefe entstanden sein sollen, da jegliche Kontaktzone fehlt. Das Granitvorkommen am Südfuß des Salang-Passes stellte er mit diesen Graniten gleich. Als Intrusionsalter vermutete er Tertiär und deutet sie als "Äste des Lakkolithen" vom Hauptkamm des Hindukush.

Aus dem oberen Pandshir-Tal, der Dasht-i-Rewat, beschrieb BRÜCKL dunkle, gebänderte Kalke, wechsellagernd mit grünlichen bis schwarzen Tonschiefern und Phylliten. Trotz fehlender Fossilien deutete er diese Folge als Hilmend-Serie.

Am Anjuman-Paß traf BRÜCKL auf das "Zentralmassiv des Hindukush", an das sich im Süden und Norden die Sedimente anlegen. Im Granitmassiv des Tirich Mir und in den Graniten des östlichen Hindukush und Karakorum sah auch er dessen Fortsetzung.

Auf der Rückreise von Badakhshan überquerte BRÜCKL auf dem Salang-Paß (Westgrenze des Arbeitsgebietes) den Hindukush. Südlich von Khenjan beschrieb er zunächst saiger stehende

Kalke und Kalkmergel. Die mächtigen Konglomeratbänke im Verband mit diesen Kalken hat er offenbar übersehen, oder diese sind erst durch den Bau der Asphaltstraße so auffällig wie heute hervorgetreten.

Bis Do Shakh, auf der Nordseite, unterhalb der Paßhöhe, fand er Granite, Hornblende-Granite und Quarzdiorite. Hierauf sollen stark verfaltete kristalline Schiefer der Hilmend-Serie folgen. Von der Südseite des Passes berichtete er über Aktinolith- und Talkführung der Phyllite. Die Hilmend-Serie soll im Süden bis Ahingaran, im mittleren Abschnitt des Salang-Flusses, reichen.

Die Marmore von Ahingaran rechnet er, obwohl sie die streichende Fortsetzung der Kalke von Bulola und Shumbal bilden, wegen des Fehlens von Fossilien östlich dieser Orte, nicht zum Fusulinen-Kalk, sondern zu HAYDEN's Ghorband-Kalken, dem "metamorphisierten Äquivalent der Hilmend-Serie". Die im Süden folgenden Gesteine zählte er wieder zur Hajigak-Serie, die von dem Dorf Nawaj an häufig von pegmatitischen Graniten durchbrochen werden soll.

Tabelle 1. Gliederung des Paläozoikums im nordwestlichen Zentral-Afghanistan

	Hayden 1911	Popal & Tromp 1954	Fesefeldt 1964
Perm Ob. Mittl. Unt.	*Fusulina* limestone series	Khwajagar series	*Fusulina* limestone series
Karbon Ob. Mittl. Unt.	Helmand series	Zandajan series	Helmand series
Devon Ob. Mittl. Unt.	Hajigak series	Kalu series	Hajigak series
	?	Helmand series	Logar Formation
älteres Paläozoikum ? Algonkium	Kalu series	Schichtlücke (Silur) metamorphic schists	Kalu series

Abb. 4: aus KAEVER 1970

Alle folgenden Arbeiten haben für das Arbeitsgebiet nur noch

periphere Bedeutung. POPOL & TROMP (1954) gaben nochmals eine Übersicht über Stratigraphie und Struktureinheiten, beschränkten sich aber auf den westlichen Teil des afghanischen Hindukush und gaben gegenüber HAYDEN nur eine etwa modifiziertere stratigraphische Gliederung, wobei sie die Bezeichnungen Kalu-Serie und Hilmend-Serie jedoch anders verwandten (Abb. 4).

Darüberhinaus versuchten sie jedoch erstmals eine Datierung der Intrusiva. Für den Doab-Pluton auf der Nordflanke des mittleren afghanischen Hindukush gaben sie unteren Jura an. Die Serpentinite sollen nicht älter als Permokarbon sein. Alle Metamorphite sind nach diesen Autoren nicht älter als Devon, wobei eine fragliche jungpaläozoische Metamorphose, eine weitere im unteren Jura im Zusammenhang mit den Granit-Intrusionen, und schließlich eine oligozäne (Sabsak-Serie im Westen) existieren sollen.

DESIO (1960 a) beschrieb erneut Routenaufnahmen aus dem westlichen Hindukush. Auch er hielt die Route über Bamian und Doab nach Norden ein, wobei das stratigraphische Schema HAYDEN's erneut bestätigt und durch neue Fossilfunde detailliert wurde.

Vom Ausgang des Ghorband-Tales bei Jabal-us-Seraj berichtete er über einen metamorphen Komplex, der überwiegend aus Biotit-Orthogneis bestehen soll und von mächtigen granodioritischen Adern durchsetzt ist, in dem dieser Autor wie schon HAYDEN, FURON und BRÜCKL die Kalu-Serie sieht. Überlagert wird dieser Komplex nach DESIO's Bericht von fossilleeren Kalken, dem devonischen Ghorband-Kalk mit dem Hämatitlager, die in das Pandshir-Tal hineinstreichen sollen.

In weiteren Arbeiten (DESIO & MARUSSI 1960, DESIO 1960 b) wurden vergleichende Betrachtungen über die zentralen Granodiorite des Hindkush und Karakorum angestellt. Die Autoren verbanden alle diese Plutone zu einem großen Bogen um die Himalaya-Syntaxis im Süden. Sie sollen alle einem tertiären alpinen magmatischen Zyklus angehören (Abb. 5).

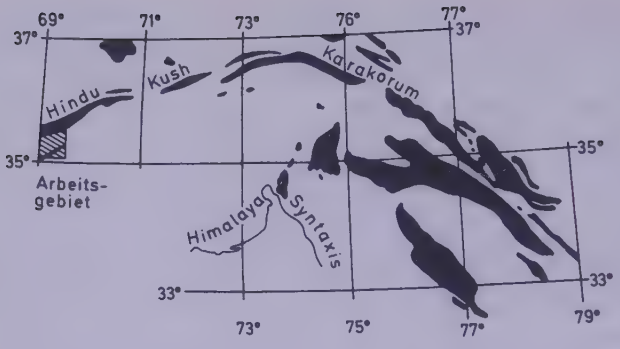

Abb. 5: Verteilung der Granodiorit-Komplexe im Hindukush-Karakorum-Bogen, aus DESIO 1960 b

MARTINA (1963) untersuchte erneut die Hajigak-Serie, für die er an der Typuslokalität eine Mächtigkeit von 111 m angibt. Durch neue Fossilfunde wurde das oberdevonische Alter der Serie erneut bestätigt. Mit DESIO ist auch MARTINA der Ansicht, daß es sich bei der Hajigak-Serie, dem Ghorband-Kalk und dem Kalk des Mount-Shogran bei Chitral um die gleiche Serie handelt.

In zwei weiteren Arbeiten (DESIO 1963, DESIO, MARTINA & PASQUARE 1964) wurde über die Geologie der im NE des hier besprochenen Gebietes liegenden Provinz Badakhshan berichtet. Die Autoren beschrieben von dort überwiegend Granite, Granodiorite und Metamorphite (Kinzgite, Biotit-Granat-Gneise mit Kalzit und Amphibolitlinsen, sowie migmatitische Augengneise) fraglichen präkambrischen Alters. Am Rande des kristallinen Kerns wurden schwarze Schiefer ähnlich den Wakhanschiefern (Oberpaläozoikum) gefunden. Die Autoren gaben für Badakhshan zwei weitere Metamorphosen an, eine alte, katazonale Regionalmetamorphose, die älter als Oberdevon und teilweise sogar präkambrisch sein soll und eine zweite jüngere, die im Zusammenhang mit den Intrusionen der Granite und Granodiorite stehen soll.

Intensive Forschungen wurden in den sechziger Jahren vor allem von der geologischen Mission der Deutschen Bundes-

anstalt für Bodenforschung in Hannover durchgeführt. Süd- und Zentralafghanistan wurden bearbeitet und bis an den Hindukush heran kartiert (FESEFELD 1964). Einzelne Arbeiten wurden auf der Hindukush-Nordflanke durchgeführt (HINZE 1964 im östlichen Teil und WEIPPERT 1964 in der Gegend von Doab).

Aus diesen Arbeiten geht hervor, daß der Hindukush durch sehr lange Perioden der Erdgeschichte hindurch eine Schwelle gebildet hat, die einen nördlichen und einen südlichen Sedimentationsraum voneinander trennt. Aufgrund der sehr mächtigen ordovizischen Sandschüttungen im östlichen Hazaratjat nahm FESEFELD bereits für das Ordovizium eine Hindukush-Schwelle an. WEIPPERT beschrieb von der Nordflanke bei Doab eine klastische triassische Schichtfolge, die er Doab-Serie nannte und in der Material aus dem Hindukush vorkommt. Mit einer erneuten altkimmerischen Hebung dringen nach WEIPPERT saure Plutonite (Doab-Pluton) ein, deren Gerölle WEIPPERT bereits in Unterjura-Sedimenten wiederfand.

ANDRITZKY (1967) deutete das Kabuler Altkristallin als eine keilförmige Blockstruktur, deren seitliche Begrenzungen im Westen aus SW-NE- und im Osten aus SE-NW-verlaufenden Großstörungen besteht, die sich in der Gegend von Jabal-us-Seraj und Gulbahar treffen. Als starres Widerlager hat dieser Block das SW-NE verlaufende Schichtstreichen im östlichen Afghanistan beeinflußt.

BORDET & BOUTIERE (1968) bearbeiteten in Badakhshan das Gebiet zwischen Jurm und Shar-i-Munjan, wo sie im wesentlichen eine nördliche Serie (Kokcha-Gneis von dem südlichen Munjan-Granit abtrennen. Das südliche Gebiet soll an der "Pandshir-Zebok-Störung" auf die Kokcha-Gneise aufgeschoben sein. Die Autoren sahen in der Pandshir-Störung die Vereinigung der von älteren Autoren (GRIESBACH, HAYDEN, FURON, DESIO) bereits vermuteten, in E-W-Richtung durch das Ghorband-Tal verlaufenden "Naiak-Bamian-Charikar-Störung" und der aus SW kommenden "Mukur-Ghazni-Argandeh-Störung".

BOULIN (1971) bestätigt die Bedeutung der Pandshir-Linie als Grenze zweier verschiedener Komplexe, der Nuristan-Paghman-Gneise im Süden und der Hindukush-Serien im Norden.

BOULIN nahm zwar an, daß an der "Pandshir-Ghorband-Störung" der nördliche Bereich auf die südlichen Serien aufgeschoben ist, vermutete aber gleichzeitig eine primäre stratigraphische Diskordanz an dieser Linie. Das Nuristan-Paghman-Gebirge könnte präkambrischen Alters sein, während der Hindukush dann paläozoisch sein soll.

LAPPARENT (1971) vermutete aufgrund von Höhenvergleichen der Hindukush-Gipfel eine präkretazische Rumpffläche, die durch jüngere Hebungen auf ihre gegenwärtige Höhe gebracht und durch starke Erosion zertalt worden ist.

2. KRISTALLIN-KOMPLEXE UND SEDIMENT-SERIEN

Das Gebiet läßt sich gliedern in einen südlichen Kristallin-Komplex (Pandshir-Kristallin), der eine bis in anatektische Verhältnisse gehende Metamorphose zeigt, und einen etwas schwächer metamorphen nördlichen Kristallin-Bereich (zentraler Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex). Zwischen beiden ist eine Sediment-Zone mit klastischen Serien und Kalken eingeschaltet. Granitische Gesteine nehmen die Gipfel-Region des Gebirgsabschnittes ein und finden sich in kleineren Vorkommen nahe der Grenze zwischen Sediment-Serien und zentralem Gneis-Komplex.

2.1 Die metamorphen Serien

2.1.1 Das Pandshir-Kristallin

Den südlichen und südöstlichen Teil des Arbeitsgebietes nimmt eine Folge hochmetamorpher Gneise und Migmatite ein, die sich von allen anderen Serien des Gebietes sehr deutlich unterscheidet. Dieser Komplex wird im Süden von jungen Flußsedimenten des Pandshir und des Salang und von den Talfüllungen der Koh-i-Daman-Ebene überlagert.

Die nördliche Grenzlinie beginnt oberhalb eines grossen Schuttfächers zwischen Jabal-us-Seraj und Gulbahar und verläuft, z. T. an kleinen Störungen etwas versetzt, in nordöstlicher Richtung auf das Pandshir-Knie bei Dalang Sang zu und von hier aus im Flußbett des Pandshir bis Miran Shah, von wo sie mit einer lokalen Aufschuppung bei Ab Darra in eine allgemeine östliche Richtung umbiegt.

Dieser Kristallin-Komplex, in dem BRÜCKL die Kalu-Serie sah, wird von ANDRITZKY (1967) als nördliches Flanken-Kristallin des Kabul-Blockes bezeichnet, während BOULIN (1971) ihn zu den Nuristan-Paghman-Gneisen rechnet.

Der größte Teil der gesamten Mächtigkeit dieser Folge ist in der engen und sehr steilen Schlucht, die der Pandshir zwischen Pandshir-Knie und Gulbahar in das Gebirge einge-

schnitten hat, sehr gut aufgeschlossen.

Die Serie, für die im Arbeitsgebiet der Name Pandshir-Kristallin verwendet werden soll, zeigt ein überwiegend steiles Einfallen der s-Flächen nach Norden und ist eng oder sogar isoklinal verfaltet.

In der Pandshir-Schlucht wurde ein detailliertes Profil durch diesen Komplex aufgenommen, die daraus gewonnene Gliederung soll jedoch nur für diesen Bereich gelten, da weitere Querprofile fehlen. Es ergab sich die im folgenden dargestellte Unterteilung des Komplexes. Die Reihenfolge der ausgeschiedenen Einheiten stellt ihr erstmaliges Auftreten im Profil dar (Abb. 6). Von einigen wichtigen und typischen Gesteinen dieses Profils wurden chemische Analysen angefertigt, die in Tabelle 1 (s. S. 26) zusammengestellt sind. Es handelt sich um Einzelanalysen, für die jeweils Scheiben, senkrecht zum Materialwechsel geschnitten, von 1 - 2 cm Dikke und 40 bis 60 cm^2 Oberfläche aufbereitet wurden. Auf die Analysenwerte wird bei den entsprechenden Kapiteln eingegangen.

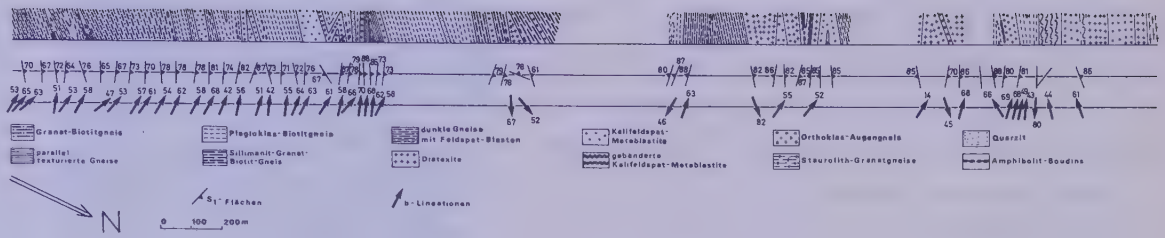

Abb. 6: Profil durch das Pandshir-Kristallin in der Pandshir-Schlucht nördlich Gulbahar

Tabelle 1

Chemische Analysen aus Migmatiten des Pandshir-Kristallins

Probe	Profil-meter	Gesteinstyp	Gew. - %									
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Summe
133	1030	K-Fsp.-Metablastit (Leukosom + Melanosom)	73,32	0,23	13,67	1,44	0,30	2,18	3,78	4,12	0,02	99,11
127	1720	Or-Augengneis (Leukosom + Melanosom)	73,32	0,21	15,01	1,15	0,34	0,87	3,13	7,10	0,10	99,13
124	1690	Sil-Gr-Bi-Gneise (überwiegend Melanosom)	68,05	0,51	14,93	3,92	0,84	1,29	2,93	3,64	0,08	96,19
117	3360	Sil-Gr-Bi-Mu-Gneise (überwiegend Melanosom)	71,34	0,60	15,81	4,57	1,31	0,86	1,58	3,33	0,14	99,54
1	3640	Diatexit (homogener, granitoider Bereich)	71,84	0,34	14,23	2,11	0,26	0,68	5,26	4,03	0,07	98,82

$Fe^{II} + Fe^{III}$ als Fe_2O_3 berechnet

Methode: 1. Automatisches Röntgenfluoreszenz-Spektrometer Philips P.W. 1212 mit 1,6 KW-Crröhre, LiF, PE- und ADP-Kristallen, Durchflußzähler mit Mylarfenster 3,75 Mikron

2. Atomabsorptionsspektrometer Perkin-Elmer 303

Aufschlüsse mit $Li_2B_4O_7$, 1/19 und $Li_2B_4O_7$, 1/1 (SCHNEIDER 1969)

2.1.1.1 Granat-Biotit-Gneise und -Glimmerschiefer

Das Profil beginnt im Süden mit dunkel gefärbten Gesteinen, die eine Aufschlußmächtigkeit von über 500 m haben. Die wahre Mächtigkeit läßt sich nicht ermitteln, da sie im Süden von den Terrassen des Pandshir verhüllt werden. Sie bestehen aus gut geregelten Biotit-Lagen und ophthalmitischen Leukosom-Lagen von einigen mm Mächtigkeit. Die Augen können bis zu 1 cm Durchmesser erreichen. Granat kommt recht häufig vor und hat Durchmesser von 2 - 15 mm.

Im Schliff erkennt man Plagioklas-Blasten in den Biotitlagen mit (010) schief zur Glimmerregelung. Häufig sind die Zwillingsflächen sigmoidal gebogen, ein Anzeichen für syntektonische Blastese. Auffallend ist der relativ hohe Anorthit-Gehalt der Plagioklase (Oligoklas bis Andesin mit An_{28-36}). Orthoklas, der z. T. perthitisch und ziemlich stark serizitisiert ist, kommt nur in den hellen Lagen vor, zusammen mit verzahnten Quarzen und Plagioklas. Der Feldspatgehalt ist lediglich am südlichen Rand etwas geringer, so daß hier noch ein schmaler Saum von Glimmerschiefern vorhanden ist.

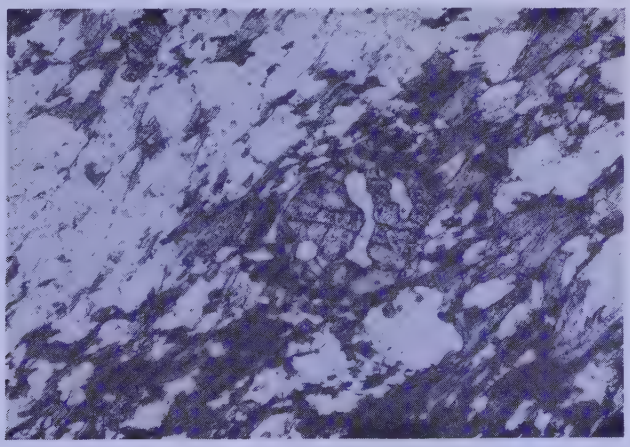

Abb. 7: Schliff 136 A, Vergr. 28fach, Nicols X Granat mit Fremdeinschlüssen von Quarz und Biotit. Links oben Leukosom (Quarz-Feldspat), Reste von Paläosom (Biotit) und ein kleiner Granatkristall am oberen Bildrand. Rechts unten Melanosom (Biotit, Quarz und Plagiosklasaugen)

Der Granat (Abb. 7) kommt sowohl im Leukosom als auch im Melasonom vor und zeigt immer Siebstruktur mit Fremdeinschlüssen von Quarz und Biotit. Ein deutliches Interngefüge und Anwachszonen sind nicht zu erkennen. Nichts deutet auf eine evtl. Drehung der Blasten hin, häufig sind diese sogar in Richtung der Biotitregelung gestreckt. An Akzessorien kommen unbestimmtes Erz, Apatit, Zirkon und etwas Chlorit und Muskowit, letzterer meist nur als Neubildung aus K-Feldspat, vor.

Die s-Flächen der Granat-Biotit-Gneisfolge haben ein mittleres Einfallen von 330/70 und sind im mittleren Bereich eng und südvergent gefaltet.

2.1.1.2 Plagioklas-Biotit-Gneise

Nach NW folgt auf die Granat-Biotit-Gneise eine Serie von hellen Plagioklas-Biotit-Gneisen mit zwischengelagerten dunkleren Gneisen (dunkle Gneise mit Feldspatblasten) pegmatoiden Migmatiten, Bändergneisen und Orthoklas-Augengneisen. Die gesamte Folge ist gut gebankt (Abb. 8), wobei die Bankung durch wechselnden Stoffbestand hervorgerufen wird. Die Bankgrenzen sind scharf und deutlich, ebenso der Wechsel im Stoffbestand, z. B. das Auftreten von Granat oder das Einsetzen einer

Abb. 8:
Gebankte Gneise ca. 800 m nördlich des Endes der Pandshir-Schlucht. Blick über den Fluß nach Osten. Antikline (ca. 3 m Wellenlänge) in den pegmatoiden Gneisen.

Kalifeldspat-Blastese, die Grenzen zwischen Leukosom und Melanosom verlaufen jedoch häufig schief zur Bankung oder sind ganz unregelmäßig, schlierig oder verschwommen.

Die Plagioklas-Biotit-Gneise selber bestehen im Leukosom aus einem verzahnten Albit-Quarzgefüge ($An_{0 - 10}$), im Melanosom, das von Lagen mit einigen mm Mächtigkeit gebildet wird und unregelmäßige Begrenzungen zeigt, überwiegt Biotit gegenüber gelegentlichem blastischen Albit und sporadischem Granat.

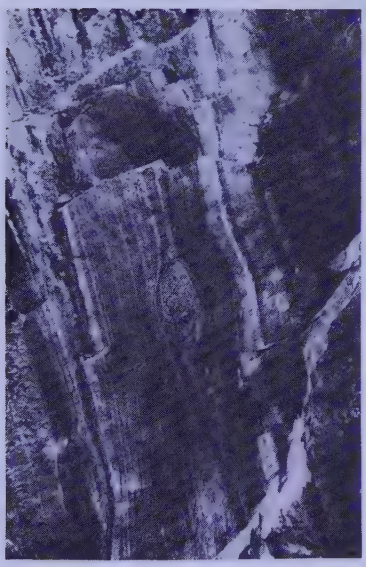

Abb. 9:
Dunkle Gneise mit Feldspatblasten, darin amphibolitische Linsen und Boudins von 20 - 30 cm Durchmesser

2.1.1.3 Dunkle Gneise mit Feldspatblasten

Dieser Gesteinstyp findet sich im Profil an mehreren Stellen und zwar vom Anfang der Schlucht nördlich Gulbahar aus zwischen ca. 550 m und 575 m, 600 m und 630 m sowie 2.150 m und 2.350 m,

die letzteren Vorkommen bilden einen steilstehenden und enggefalteten Sattel (Abb. 6). Sie sind gut gebankt und enthalten nur wenige helle Lagen von Mächtigkeiten unter einem Zentimeter, die sich häufig zu Augen von 10 - 15 cm Länge und 5 cm Durchmesser verdicken können und aus einem Gemisch von Quarz und Feldspat bestehen. Kleinfalten und ptygmatische Strukturen sind in diesem Gesteinstyp selten. In den dunklen Partien überwiegen ophthalmitische Strukturen mit Plagioklasblasten mit Durchmessern bis zu 5 mm (Abb. 10). Im Stoffbestand ähneln diese Gneise den Plagioklas-Biotit-Gneisen,

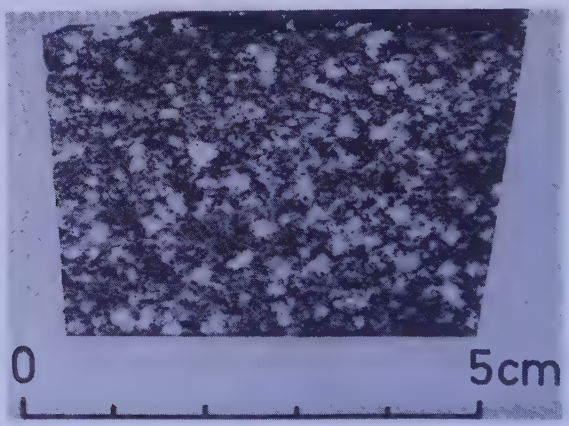

Abb. 10: stark Plagioklas-metablastische Partie aus den dunklen Gneisen (Handstück) hell = Ogioklasblasten, dunkel = Biotit

Leukosom und Melanosom erscheinen in den dunkleren Partien jedoch nicht mehr getrennt, da durch die intensive Plagioklas-Blastese der Zusammenhang der Biotitlagen unterbrochen ist. Wahrscheinlich handelt es sich um Blastomylonite.

Im Schliff erkennt man noch eine ursprüngliche Parallelorientierung der Biotite zwischen den Blasten. Die Bestimmung des Anorthit-Gehaltes der Feldspäte, die ziemlich stark serizitisiert sind, ergab Oligoklas ($An_{21 - 27}$). Orthoklas kommt nicht vor, Granat, in Form von Körnern von unter 1 mm Durchmesser, ist jedoch häufiger, er ist meist von Quarz randlich

angelöst und zeigt kein Intergefüge. Akzessorisch treten idiomorpher Apatit und gerundeter Zirkon auf.

2.1.1.4 Deformierte Kalifeldspat-Metablastite

Zwischen den Profilmetern 600 und 625, 735 und 800 (hier in einer antiklinalen Struktur, 930 und 1005 (Antikline), 1025 und 1050 (Antikline), 2975 und 3025 (Antikline), sowie 3230 und 3360 (Antikline) (immer vom Beginn der Schlucht nördlich Gulbahar aus gezählt), trifft man auf einen Gesteinstyp, der sehr an Pegmatite erinnert, bei näherer Betrachtung aber noch deutlich Regelungen zu erkennen gibt.

Es handelt sich um Migmatite mit mengenmäßig sehr stark zurücktretendem Melanosom. Das Gestein zeigt gewöhnlich eine undeutliche Bankung und die Grenzen zum Nebengestein sind meist unscharf. Es fällt auf, daß dieser Gesteinstyp besonders häufig in den Kernen von antiklinalen Strukturen vorkommt.

Durch den nur geringen Anteil an Melanosom, das in dünnen, teilweise aufgelösten Lagen erscheint, wirkt das Gestein über seine gesamte Aufschlußfläche betrachtet sehr hell, fast weiß.

Bereits makroskopisch läßt sich erkennen, daß der Stoffbestand des Gesteins zumindest in den leukokraten Anteilen mobilisiert worden ist. So werden sehr häufig ältere Strukturen in Restiten, oft auch Amphibolite, von pegmatoidem Neosom durchschnitten (Abb. 11) und in Schollen zerlegt, oder es haben sich, besonders an den Kontakten zum Nebengestein, agmatische Strukturen gebildet, wodurch die Kontakte selbst unscharf und verschwommen erscheinen.

Am Handstück erkennt man nach Anfärbung der Feldspäte, daß das Gestein überwiegend aus bis zu 1 cm großen augen- bis spindelförmigen Kalifeldspat-Elasten in einer Matrix aus Quarz und Plagioklas besteht. Das Melanosom ist von Quarz-Feldspat stark durchdrungen und bildet keine zusammenhängenden Lagen mehr. Es dürfte sich auch hier um Restite handeln (Abb. 12).

Abb. 11: metablastische Gneise durchdringen amphibolitische Antiklinalstrukturen

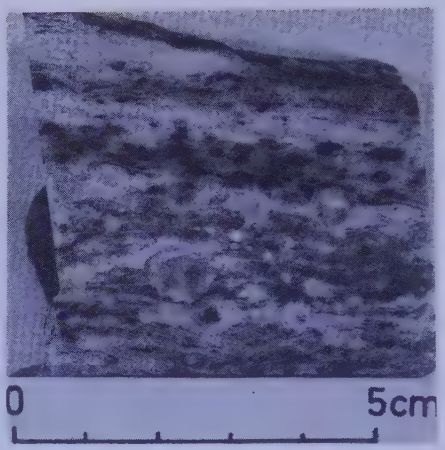

Abb. 12: Stark deformierter metablastischer Augengneis, Kalifeldspäte (augenförmig) angefärbt, Plagioklas hell, Quarz dunkel, Melanosom aus Hornblende und Biotit schwarz

Unter dem Mikroskop erweist sich ein großer Teil der ophthalmitischen Kalifeldspäte als Mikroklin.Im Gegensatz zu den Plagioklasen, die fast völlig serizitisiert sind, sind die Kalifeldspäte durchweg frisch. Sehr häufig findet man schöne Myrmekite, die, von den Korngrenzen zu den Plagioklasen ausgehend, halbkugelförmig in die Kalifeldspäte hineingewachsen sind. Ebenso häufig finden sich Tropfenquarz-Einschlüsse in den Kalifeldspäten. Der Quarz des Quarz-Plagioklas-Gefüges liegt sehr stark verzahnt vor und löscht undulös aus.

An melanokraten Bestandteilen sind nur wenige chloritisierte Biotitreste und einzelne größere hastingsitische Hornblenden mit 40 - 45 % Fe^{2+} (Bestimmung nach Brechungsindex, TROGER 1961) vorhanden. Die Hornblenden zeigen oft Ränder von Biotit. Relativ häufig kommt Titanit, sowohl idiomorph in größeren Kristallen, als auch in Form von kleinen Granulaten auf den Korngrenzen vor. Er ist wahrscheinlich durch Baueritisierung des Biotites entstanden.

Akzessorisch finden sich Muskowit, idiomorpher Apatit und Zirkon. Die chemische Analyse dieses Gesteins (Tab. 1, Probe 133), die in dem in Abb. 12 dargestellten Bereich gemacht wurde, der nach dem Geländebefund die typische Verteilung von Leukosom und Melanosom besitzt, zeigt mit ihren niedrigen Werten für Gesamt-Eisen und MgO deutlich den geringen Anteil von Melanosom am Gestein.

2.1.1.5 Orthoklas-Augengneise

Orthoklasführende Augengneise finden sich zwischen den Profilmetern 1005 und 1075 (als Synkline mit folgender Antikline, deren aufgeschlossener Kern von Metablastiten gebildet wird), 1110 und 1130, 1530 und 1555, 1710 und 1730, 2700 und 2915 (südliche Begrenzung nicht aufgeschlossen), 3005 und 3025, 3195 und 3245, 3380 und 3444, 3530 und 3620.

Obwohl dieser Gesteinstyp in vielem den deformierten Kalifeldspat-Metablastiten ähnlich ist, gibt es doch einige charakteristische Unterschiede. So zeigt das helle, weiße bis schwach rötliche, meist gut gebankte Gestein im Aufschluß stets einen deutlichen und scharfen Kontakt zum Nebengestein. Biotit- und untergeordnet auch Muskowit-Lagen sind deutlich erkennbar und geregelt, das Leukosom überwiegt jedoch auch hier.

Durch augenförmige Kalifeldspat-Blastese (die Blasten erreichen bis zu 20 mm Größe) werden die ehemals planparallelen Melanosom-Lagen jedoch häufig zur Seite gedrängt oder aus ihrem Verband gerissen, so daß eine sekundäre Entregelung der Biotite entsteht (s. Anlage Diagramm 15).

Im Schliff erscheinen die Kalifeldspäte wieder frisch, während die Plagioklase (Oligoklas mit $An_{15 - 26}$) stark serizitisiert sind. Der Kalifeldspat liegt meist in Form von leicht perthitischem Orthoklas, z. T. aber auch als Mikroklin vor. Im Plagioklas-Quarz-Gefüge überwiegt der Quarz, er ist feinkörnig, löscht undulös aus und zeigt starke Kataklase, wobei die Einzelkörner häufig in Richtung der Glimmerregelung

gestreckt sind. Die Kalifeldspäte führen meist Einschlüsse von Tropfenquarz, an denen deutlich wird, daß sie jünger sind als die Quarz-Plagioklas-Matrix. Auch hier sind halbkugelförmige Myrmekite sehr häufig, die vom Rande her, oft an Stellen besonders hoher Kataklase der Matrix, in die Kalifeldspäte hineinwachsen (s. Abb. 13).

Die chemische Analyse (Probe 127), aus einem Bereich mit normaler Verteilung der dunklen Gemengteile, zeigt ein noch größeres Überwiegen der leukokraten Anteile als im vorher beschriebenen Gesteinstyp.

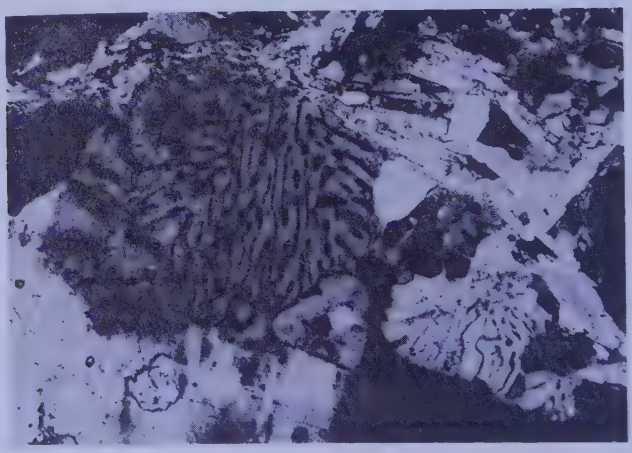

Abb. 13: Myrmekite, vom Rand her in Kalifeldspat (untere Bildhälfte) gewachsen. Die Quarzäste löschen einheitlich aus und haben in den drei erkennbaren Myrmekitkomplexen unterschiedliche Dicke und Abstände (unterschiedlicher Anorthitgehalt) Vergr. 72fach, Nicols gekreuzt; Probe 120

2.1.1.6 Quarzite

Quarzite treten als jeweils 10 m mächtige Bänder nur bei den Profilmetern 1090 und 1399 auf. Sie sind wahrscheinlich als Nord- und Südflügel einer südvergenten Antikline zusammenzufassen. Das Gestein ist von heller, weißer bis gelblicher Farbe und zeigt nur vereinzelt sehr dünne, weniger als 0,5 mm

mächtige Glimmer-Lagen.

Unter dem Mikroskop erkennt man, daß es zum überwiegenden Teil aus länglichen stark verzahnten, zerbrochenen und undulös auslöschenden Quarzen besteht. Muskowit und Biotitreste kommen nur sporadisch vor, häufiger sind kleine augenförmige, nur mikroskopisch erkennbare Orthoklas-Blasten.

2.1.1.7 Paralleltexturierte Gneise

Gneise mit auffallender Paralleltextur kommen ebenfalls nur einmal im gesamten Profil vor und zwar im Kern der bei den Quarziten beschriebenen Antiklinale (Profilmeter 1125 - 1190).

Das dunkelgraue Gestein zeigt eine parallele Anordnung von sehr feinen Biotitlagen, die meist dünner als 1 mm sind und nur selten durchhalten, jedoch scheint die Unterbrechung dieser Lagen in erster Linie durch eine spätere Kalifeldspat-Blastese verursacht zu sein. Die Größe der Blasten beträgt maximal 5 mm. Auffallend ist die gute Spaltbarkeit des Gesteins längs der Biotitlagen, die es von allen anderen Gesteinstypen dieses Profils deutlich unterscheidet.

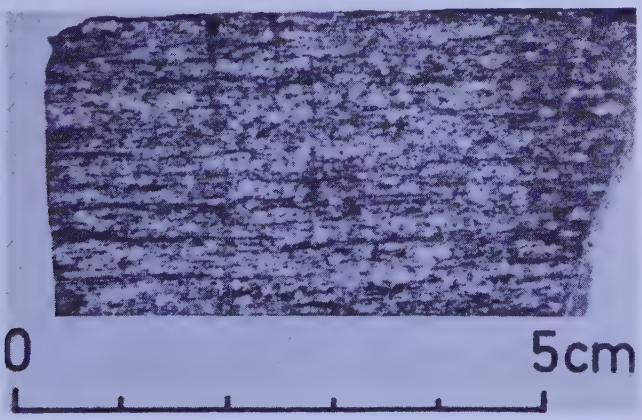

Abb. 14: Gneis mit feiner Paralleltextur und beginnender Kalifeldspat-Blastese, dunkel: Biotitlagen, hell: Quarz-Feldspat, augenförmig: Kalifeldspat

Im Schliff bestehen die in überwiegender Menge vorhandenen hellen Gemengteile wieder aus langgestreckten, undulös auslöschenden Quarzen, die untereinander und mit Plagioklas (Oligoklas, $An_{18 - 20}$) verzahnt sind. Die relativ kleinen Orthoklasblasten zeigen starke perthitische Entmischungen, aber keine Myrmekite. Der mafitische Anteil besteht nur aus dünnen, sehr gut geregelten Biotitlagen und Chloriten, die aus diesen hervorgegangen sind. Akezessorisch finden sich Zirkon und Titanit.

2.1.1.8 Sillimanit-Granat-Biotit-Gneis

Gesteine dieser Zusammensetzung finden sich zwischen den Profilmetern 1484 und 1725 in einer südvergenten Antikline mit Diatexiten im Kern und einer Orthoklas-Augengneislage im mittleren Bereich.

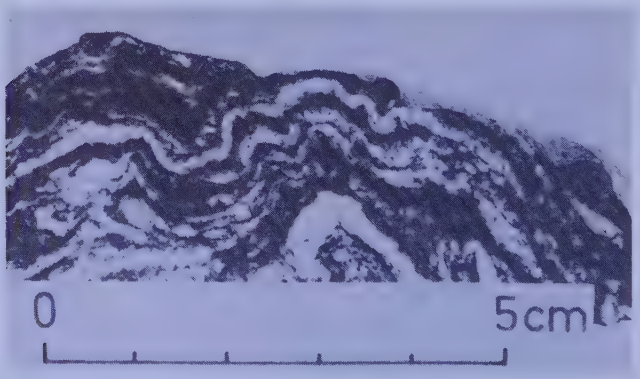

Abb. 15: Gefältelte Sillimanit-Granat-Biotit-Gneise mit beginnender ptygmatischer Textur, Probe 125

Das Gestein ist von dunkelgrauer Farbe. Das Leukosom, das nur in geringer Menge vorhanden ist, ist entweder ophthalmitisch ausgebildet, mit bis zu 60 x 20 mm großen Feldspat-Quarz-Bereichen und kleinen bis zu 2 mm großen Feldspatblasten,

oder er besitzt eine Textur von Kleinfalten bis zu ptygmatischen Faltenbildern (Abb. 15).

Die Granatführung der dunklen Lagen läßt sich bereits im Aufschluß erkennen, die Körner erreichen Größen bis zu 5 mm. Im Schliff erweisen sich die dunklen Lagen als ein Gemenge von Biotit und ziemlich grobstengeligem Sillimanit, der nur an die Biotitlagen gebunden vorkommt. Der Sillimanit ist nesterförmig in diesen Lagen angeordnet, er verdrängt den Biotit, indem er etwa von der Mitte der Biotitlagen aus auf Kosten des Biotits immer größere Aggregate bildet (Abb. 16). Damit ist für dieses Gestein die Reaktionsrichtung:

Biotit ⟶ Sillimanit.

Während der Biotit nur eine mäßig gute Regelung zeigt, da er durch Augenbildung im Leukosom seine Regelung teilweise wieder verloren hat, zeigt der Sillimanit als jüngere Bildung eine wesentlich straffere Regelung. In einem Schnitt parallel zur erkennbaren Lineation kommen nur Sillimanit-Längsschnitte vor, in einem Schnitt senkrecht zur Lineation fast nur Kopfbilder (Abb. 16).

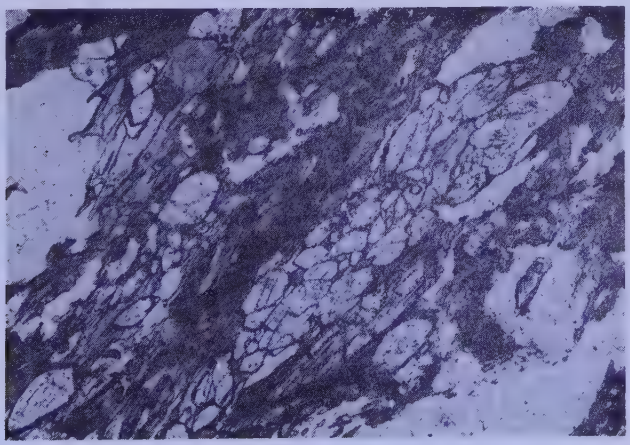

Abb. 16: Sillimanit (Kopfbilder), nesterförmig im Inneren von Biotitlagen angeordnet, Schnitt senkrecht zur Lineation, Probe 124, Vergr. 115-fach, ohne Analysator

Der Granat, der Körner von einigen mm Durchmesser bildet, ist frisch, oft ist er in Richtung der Biotitregelung gestreckt, randlich zeigt sich manchmal eine beginnende Verdrängung durch Biotit. Er weist keine Interngefüge auf, zeigt jedoch manchmal Siebstruktur (posttektonische Kristallisation). Die Quarze der Quarz-Feldspatlagen besitzen eine stark gestreckte Form, sind kataklastisch und zeigen undulöse Auslöschung. Die Feldspäte, die in diesem Gesteinstyp seltener sind, haben das gleiche Erscheinungsbild mit Myrmekiten in den Orthoklasen und Tropfenquarz in den Plagioklasen, wie in den bereits beschriebenen Serien.

2.1.1.9 Sillimanit-Granat-Biotit-Muskowit-Gneise

Weitere Sillimanit-führende Gneise finden sich zwischen den Profilmetern 3300 und 3370. Makroskopisch ähneln sie sehr den beschriebenen Sillimanitgesteinen, jedoch handelt es sich hier um noch stärker ptygmatische Migmatite mit zusätzlicher Muskowitführung. Die Muskowite nehmen größere Areale ein und liegen teilweise schief zur Biotitregelung, wobei sie die Biotite durchsetzen und somit z. T. jünger als diese sein müssen. Der entscheidende Unterschied zu den anderen Sillimanit-Gneisen ist der, daß hier die Sillimanite fast ausschließlich im Inneren von Muskowitlagen stecken oder doch zumindest immer an Muskowit gebunden sind. Neben den lagenweise auftretenden meist kleineren Muskowiten finden sich größere, isolierte und bevorzugt im Leukosom auftretende Hellglimmer, die manchmal flächenhafte Verwachsungen mit Quarz zeigen. Orthoklas, fast immer randlich stark myrmekitisch, ist weniger häufig vertreten. Granat kommt vereinzelt, aber in größeren, z. T. zerbrochenen und in Richtung der Glimmerregelung gelängten Körner ohne Internstruktur vor.

Weitere, 100 m nördlich genommene, Proben zeigen ebenfalls Sillimanitführung in Gesteinen, die im Verband mit echten Diatexiten stehen. Der Muskowitgehalt der Glimmerlagen hat hier stark abgenommen, die Kristalle sind klein und zei-

gen starke randliche Reaktionserscheinungen. Neben diesen lagig angeordneten Hellglimmern finden sich jedoch auch hier größere, die das Gefüge quer durchsetzen und symplektische Verwachsungen mit Quarz zeigen. Das Gefüge zeigt kaum noch Regelung, Orthoklas in großen, dicht gepackten Blasten überwiegt, so daß die Biotit-Hellglimmer-Lagen nur noch als schmale Bänder auf den Intergranularflächen des Orthoklas-Plagioklas-Quarz-Gefüges erscheinen und um die Feldspatblasten herumlaufen. Die Sillimanite sind hier parallel zu den Muskowiten gewachsen, an den Grenzen zum Orthoklas bilden sie oft feinfaserige arboreszierende Büschel, die in die Orthoklase hineinreichen, darüberhinaus finden sich auch feine Sillimanitnadeln in den Orthoklasen selbst.

Mit der deutlichen Abnahme des Muskowites in den beiden letzten Migmatittypen und den deutlich erkennbaren Reaktionserscheinungen an den Rändern der Hellglimmer des Altbestandes scheint dieser Bereich des Profiles so hoch temperiert gewesen zu sein, daß hier die Stabilitätsgrenze des Muskowites bei Anwesenheit von Quarz (WINKLER 1967) überschritten wurde. Damit gehört dieser Profilabschnitt in den Übergangsbereich zwischen der Sillimanit-Almandin-Muskowit-Subfazies und der Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies der Amphibolitfazies. In der progressiven Metamorphose wäre diese Abfolge zum Ostpyrenäen-Typ zu rechnen, der zwischen Barrow- und Abukuma-Typ vermittelt (WINKLER 1967). Die Reaktion:

Muskowit + Quarz $\rightleftharpoons$ Sillimanit + Orthoklas + H_2O

verläuft nach WINKLER oberhalb 2000 bar H_2O-Druck und 640° C von links nach rechts.

Der in größeren Plättchen vorkommende, mit Quarz symplektisch verwachsene Hellglimmer ist anscheinend als jüngere Bildung anzusehen. Eine Messung der Achsenwinkel 2 Vx der Hellglimmer ergibt deutlich verschiedene Gruppen.

Da eine größere Anzahl von Achsenwinkeln vermessen werden sollte, wurde folgende zeitsparende Methode angewandt: Von den zu untersuchenden Proben wurden Streupräparate hergestellt, wobei nur die Siebfraktion zwischen 0,3 und 0,1 mm Korngröße benutzt wurde. An Vergleichspräparaten wurden dann die Achswinkel 2 Vx von markierten Muskowiten auf dem Universal-Drehtisch eingemessen. Anschließend wurden

die gleichen Muskowite unter einem Mikroskop mit Meßokular konoskopisch betrachtet und die Distanz der Hauptisogyrenscheitel in Einheiten der Okularskala gemessen. Aus dieser gemessenen Scheiteldistanz und dem bekannten Achsenwinkel ließ sich nun die Mallardkonstante des Mikroskopes ermitteln und mit ihr die Okularskala in Achsenwinkel-Graden eichen (BURRI 1959). Mit dieser geeichten Okularskala ließ sich eine größere Zahl von Hellglimmern in kurzer Zeit messen.

Abb. 17 zeigt die Häufigkeitsverteilung von Achsenwinkeln 2 Vx in drei verschiedenen Proben. Die Kurven I und II repräsentieren zwei Proben aus dem Übergangsbereich zwischen Sillimanit-Almandin-Muskowit-Subfazies und Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies, während die Probe der Kurve III bereits nahe am Übergang zu Diatexiten genommen wurde. In allen drei Proben entspricht der Achsenwinkel eher phengitischer Zusammensetzung, echte Muskowite kommen mit einer Ausnahme nicht vor. Die Kurve III zeigt eine deutliche bimodale Verteilung, die Differenz zwischen den beiden häufigsten Winkeln ist zwar klein, da aber der Achsenwinkel mit der dargestellten Methode sehr genau gemessen werden kann und genügend Messungen gemacht wurden, ist anzunehmen, daß es sich um zwei sich überlappende

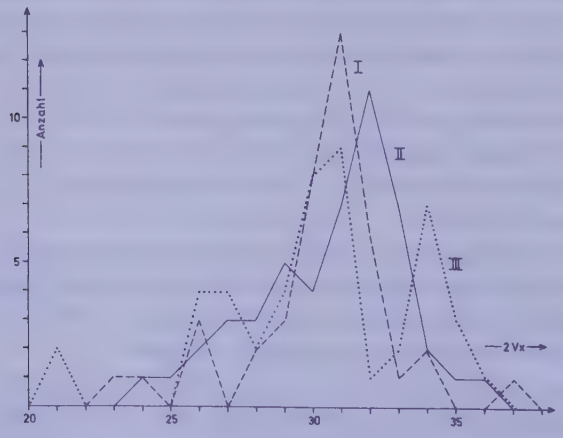

Abb. 17: Häufigkeitsverteilung von Achsenwinkeln 2 Vx in Hellglimmern der Proben 116, 117 und 119

verschiedene unimodale Verteilungen handelt. Der Student-t-Test, angewandt auf die beiden Gipfel der Kurve III ergab, daß diese wahrscheinlich signifikant getrennt sind (Sicherheitsschwelle = 95 - 99 %). Kurve I und Kurve III wurden durch den Chi-Quadrat-Test miteinander verglichen, dabei ergab sich, daß beide Verteilungen wahrscheinlich signifikant differieren (Sicherheitsschwelle = 95 - 99 %). Es ist mithin anzunehmen, daß es sich bei dem häufigsten Wert 2 Vx = 31° um den Altbestand an Phengit handelt, der mit zunehmender Sillimanitbildung und Orthoklasblastese abgebaut wird, während die Phengite mit 2 Vx = 34° jüngere Bildungen sind, die entweder, vielleicht im Zuge von tektonischen Bewegungen, die Reaktionsgleichung (s. S. 39) wieder in Richtung der retrograden Metamorphose durchlaufen haben oder durch pneumatolytische Einflüsse eines nahen Granites entstanden sind. Für die letztere Deutung würden die symplektischen Verwachsungen mit Quarz und das Auftreten von Turmalin sprechen. Die kleineren 2 Vx (21 - 29°) können zu den jüngsten Phengiten gehören, die diaphthoritisch aus Muskowit und Biotit gebildet wurden.

2.1.1.10 Diatexite

Mit Ausnahme der Granat-Biotit-Gneise am Südrand weisen zwar fast alle Gesteine dieses Profils mehr oder weniger Spuren einer beginnenden Anatexis auf, echte Diatexite kommen jedoch nur in der bereits bei den Sillimanit-Biotit-Gneisen erwähnten südvergenten Antikline, sowie zwischen den Profilmetern 2370 und 2585 (hier mit einer Antiklinal-Struktur von pegmatoidem Gestein im Zentrum), 2920 und 3060, 3460 und 3525 und zwischen 3610 und 3650 vor.

Das Gestein erscheint hell, die leukokraten Anteile sind mittelkörnig, große Porphyroblasten kommen nicht vor. Die dunklen Gemengteile zeigen z. T. noch eine Restregelung, sind dann aber immer stark auseinandergezogen. Häufig sind schlierige, fast schon nebulitische Gefüge. Stellenweise besitzt das

Gestein sogar eine Textur, die sich von der granitischen nicht mehr unterscheiden läßt (Abb. 18).

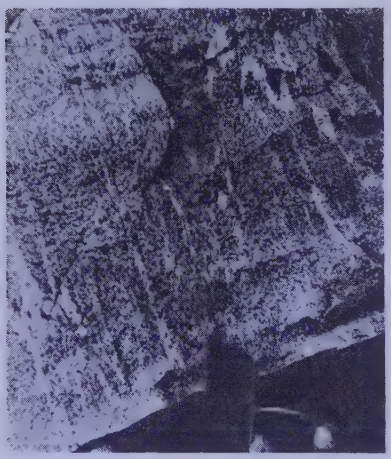

Abb. 18:
Diatexit mit hellen Schlieren, nebulitischer Textur und Tendenz zur Granitisation

Charakteristisch ist, daß die Diatexit-Komplexe sehr häufig von pegmatoiden Gängen ohne erkennbare bevorzugte Richtungen kreuz und quer durchsetzt sind. Hierdurch unterscheiden sich diese Gänge von anderen pegmatoiden Gesteinen des Profils, die immer der allgemeinen Bankrichtung folgen.

Proben des Gesteins zeigen eine gleichkörnige Struktur, die ehemalige Trennung von Leukosom und Melanosom, die im Handstück noch angedeutet ist, läßt sich im Schliff kaum noch erkennen. Die Feldspäte sind leicht serizitisiert, die Plagioklase zeigen oft einen Zonarbau und schwanken deshalb im Anorthitgehalt von An_{16} bis An_{30}. Ihre Zwillingslamellen weisen Anzeichen einer syn- bis spätkristallinen Deformation durch sigmoidale Verbiegung auf. Die sonst im Profil so häufigen Myrmekitbildungen fehlen hier völlig.

Der mafitische Anteil setzt sich aus grüner Hornblende und teilweise diaphthoritisch baueritisierten Biotiten zusammen. Die Biotite sind deutlich jünger als die Hornblende, da sie diese quer durchsetzen und als Neubildungen an den Rändern der Hornblenden auftreten. Akzessorisch wurden Titanit, Apatit und Zirkon gefunden.

Eine Modalanalyse aus einem homogenen, granitoiden Bereich des nördlichsten Diatexitkomplexes ergab:

	Vol.-%	abs. Fehler
Quarz	28,1	2,6 %
Orthoklas	34,3	2,5 %
Plagioklas	18,2	2,9 %
Hornblende	9,9	3,0 %
Biotit	7,9	2,5 %
Titanit	0,9	
Apatit	0,3	
Erz	0,3	
Summe	99,9	

Die Bestimmung des absoluten Fehlers erfolgte mit dem Nomogramm von VON DER PLAS & TOBI (1965)

Chemische Analyse aus dem gleichen Komplex s. S. 26, Probe 1

2.1.1.11 Gebänderte Kalifeldspat-Metablastite

Im mittleren Bereich des Profils (Abb. 6) wurde ein Gesteinskomplex ausgeschieden, der in Faltenstrukturen zusammen mit Diatexiten vorkommt. Er unterscheidet sich von den bereits beschriebenen deformierten Kalifeldspat-Metablastiten durch eine ausgeprägte Bänderung. Durch Blastese von Kalifeldspat in bevorzugten Lagen entstand eine lagenweise Trennung von leukokraten und melanokraten Anteilen, wobei die dunklen Lagen, die wohl noch im wesentlichen den Altbestand darstellen und noch etwas Quarz-Feldspat enthalten, ein wenig breiter sind. Die Mächtigkeiten der Bänder reichen von mehreren cm bis wenigen dm.

2.1.1.12 Staurolith-Granat-Gneise

Im Norden endet das Profil mit einer Folge von Staurolith-Granat-Gneisen bis Glimmerschiefern, die diskordant (Pandshir-Störung) von Sediment-Serien und Serpentiniten bedeckt werden. Das Gestein ist im Querbruch dunkelgrau, auf den Schieferungsflächen zeigt es aber wegen seines hohen Muskowit-Gehaltes einen silbrigen Glanz. Obwohl es längs der s-Flächen gut aufblättert, soll es aufgrund seines Feldspat-Gehaltes (mehr als 20 %) noch als Gneis bezeichnet werden. Im Gegensatz zum Staurolith ist der Granat bereits im Handstück deutliche erkennbar, sein Korndurchmesser beträgt 3 - 5 mm.

Abb. 19: Probe 34, Vergr. 14fach; s_1 = 1. Schieferung, s_2 = 2. Schieferung, Mu = Muskowit, Qu = Quarz, Pl = Plagioklas, Or = Orthoklas

Im Schliff erweist sich das Gestein als Blastomylonit (Abb. 19). In einer Grundmasse aus Biotit und feinen Quarztrümmern "schwimmen" größere Quarze, Feldspäte und Muskowite (wenig Biotit), die alle eine ausgeprägte Spindel- oder Rhombenform zeigen. Deutlich ist neben einer älteren Schiefe-

rung (s_1), in deren Richtung die Glimmer- und Feldspataugen gewachsen sind, eine jüngere (s_2) zu erkennen, die mit einem Winkel von 30 - 40° die ältere durchsetzt und z. T. mit sigmoidaler Verbiegung die Richtung von s_1 mitbenutzt. Die Rhombenform der meisten Quarze und Feldspäte ist aus der Durchkreuzung dieser beiden Schieferungssysteme zu erklären (Abb. 19).

Der Granat zeigt häufig in Richtung von s_2 Resorptionsbuchten. Die Körner selbst sind meist zerbrochen, wenn sie Internstrukturen, wie Quarzeinschlüsse und Pigmentierung zeigen, sind diese immer gerade, mithin sind sie sicher prätektonisch auch in bezug auf s_1 gebildet.

Staurolith ist gleich häufig wie der Granat, er besitzt eine stark poikilitische Struktur und ist ebenfalls zerbrochen, somit wahrscheinlich auch prätektonisch gebildet.

Olivbrauner Turmalin findet sich in Form von kleinen säulenförmigen Kristallen häufiger, seine Herkunft ist wahrscheinlich auch auf pneumatolytische bis pegmatitische Einflüsse aus dem nahegelegenen Salang-Südgranit zurückzuführen.

2.1.1.13 Amphibolite

Amphibolite sind im gesamten Profil recht häufig, sie bilden meist Lagen von einigen dm bis wenigen m.

Sie sind an keinen bestimmten Gesteinstyp gebunden. Bis auf eine Ausnahme ist ihre Lagerung immer konkordant zur Bankung des Nebengesteins. Charakteristisch ist, daß sie fast immer stark boudiniert sind. Die Lagen dünnen zwischen den Boudins bis auf wenige cm Mächtigkeit aus, während diese selbst eine elliptische bis spindelige Form besitzen und 3 - 4 m in der Quererstreckung erreichen können. Die internen s-Flächen der Boudins verlaufen mit wenigen Ausnahmen parallel zur Bankung des umgebenden Gesteins. Die Boudinierung ist hier deshalb wohl nicht durch tektonische Zerscherung der Amphibolitlagen, sondern, da diese keine Rotation des Interngefüges zeigen, eher auf seitlichen Druck und eine Längung

in der s-Fläche mit gleichzeitigem Einfließen des Neosoms in die entstehenden Ausdünnungszonen zurückzuführen ("pinch and swell structures", RAMBERG 1955, 1956), s. Abb. 20 und 21.

Abb. 20: Amphibolit-Boudins, 500 m südlich des nördlichen Endes der Pandshir-Schlucht, Blick nach Osten

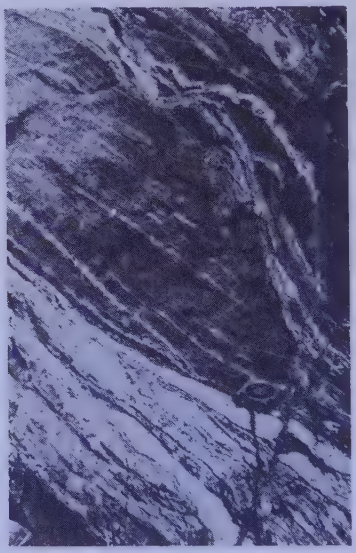

Abb. 21: Einzelner Boudin-Körper aus der südlichsten Amphibolitlage, s_i in Form von hellen Lagen ist deutlich zu erkennen, am unteren Rand ist s_i gefaltet

Die qualitative Mineralführung ist in allen Vorkommen recht ähnlich. Hauptgemengteile sind aktinolithische Hornblende (z. T. Grammatit) und Plagioklas, der oft leicht zonar gebaut und serizitisiert ist. Der Anorthitgehalt bewegt sich im Bereich Andesin-Labradorit.

Anorthitgehalte in zonar gebauten Plagioklasen:

Probe 135 (südlichster Amphibolit): Rand An_{45-57}
Kern An_{61-70}

Probe 160 (nördlicher Profilabschnitt):
Rand An_{43}
Kern An_{63-71}

Biotit ist in allen Proben enthalten, Titanit tritt in einzelnen Schliffen gehäuft auf, ebenso Apatit. Quarz ist selten, aber in Form von tropfenförmigen Einschlüssen (Probe 135) in den Plagioklasen vorhanden. Stärkere Diopsidführung wurde in einem isolierten Boudinkörper im südlichen Bereich beobachtet.

2.1.2 Der zentrale Gneis- und Glimmerschieferkomplex

Während das oben beschriebene Pandshir-Kristallin, das im Norden unter einer größeren Aufschiebung verschwindet, aufgrund der hohen Metamorphosestufen, die bis in diatektische Bereiche gehen und der Richtung der s-Flächen und Faltenachsen vom übrigen Gestein der Hindukush-Südflanke deutlich verschieden ist und deshalb wohl noch zum Flankenkristallin des Kabul-Blockes (ANDRITZKY 1967, 1971) gerechnet werden kann, treffen wir im zentralen Gneis- und Glimmerschieferkomplex das typische und am weitesten verbreitete Gestein der östlichen Hindukush-Südflanke. Der Komplex grenzt im Süden mit einer Störung an sedimentäre Serien, im Norden wird er vom zentralen Granodiorit abgelöst, kommt aber in diesem noch in Form von zahlreichen Schollen und Einfaltungen vor. Im östlichen Teil des Gebietes liegt zwischen den Gneisen und den Sedimenten noch eine Serie Glimmerschiefer, die stellenweise Granat und Staurolith führen. Gesteine letzteren Typs sind auch am Salang-Paß zwischen Granodiorit und Glimmerschiefern eingeschaltet. Zwischen Baba Tauda und Kalatak grenzt der Komplex an Serpentinite, Schiefer, Phyllite und Marmor. Südlich Shangul am Salang-Fluß und Deh Kolon im Shotol-Tal steckt im Gneis der Salang-Südgranit. Die Gneise und Glimmerschiefer werden an vielen Stellen von z. T. boudinierten Marmorlagen und Pegmatitgängen sowie Amphiboliten durchzogen. Der gesamte Komplex, in dem neben sehr häufigen Kleinfalten mehrere große Faltenzüge auftreten, läßt sich in eine liegende Gneis- und eine hangende Glimmerschieferfolge gliedern.

Die Grenze zwischen beiden liegt zwischen dem Darjah Ejah und dem Shotol. Sie wurde am Darjah Ejah bei Wawak in östlicher Richtung und am nördlichen Zufluß des Shotol teilweise kartiert. Im dazwischen liegenden Bereich ließ sich die Grenze auf den Luftbildern durch unterschiedliche Grauwerte ergänzen.

2.1.2.1 Der zentrale Gneis

Das Gestein ist im frischen Bruch im allgemeinen dunkel gefärbt, im angewitterten Zustand zeigt es häufig rötliche Färbungen und enthält spindelförmige Quarz-Feldspat-Areale von mehreren cm bis dm Länge, die wohl tektonisch aus ehemals zusammenhängenden Quarz-Feldspatlagen der üblichen Gneistextur entstanden sind, im Gegensatz zu den Augenstrukturen des Pandshir-Kristallins, die durch Feldspatblastese gebildet wurden. Vielfach scheinen die hellen Areale auch Anreicherungen von Quarz-Feldspat-Mobilisat zu sein, so daß die Gneise an diesen Stellen in Gneis-Metatexite übergehen.

Abb. 22: Typischer Gneis-Metatexit aus den zentralen Gneisen. Lok: Nördlicher Zufluß des Shotol, 1 km nördlich des Zusammenflusses

Sehr häufig sind die Gneise bis in den Handstückbereich gefältelt oder sie zeigen ptygmatische Texturen. In den dunklen Lagen spalten die Gneise wegen ihrer Biotitführung und des guten Regelungsgrades der Glimmer feinblättrig in Richtung der Schieferung.

Eine reichliche Granatführung der Gneise läßt sich vor allem im südlichen, liegenden Teil des Komplexes beobachten. Die Granatkörner erreichen 0,5 - 1 cm Durchmesser. Dunkle Hornblendegneise sind auf den nördlichen, hangenden Bereich beschränkt, sie sind an ihrer Farbe bereits leicht makroskopisch von den normalen Gneisen zu unterscheiden. Zwischen Gneis-Metatexiten und Amphiboliten existieren alle Übergänge. Amphibolite größerer Mächtigkeit wurden südlich Wawak im Ejah-Tal gefunden. Boudinierte Marmorbänke finden sich, über den gesamten Komplex verteilt, mit Mächtigkeiten von wenigen cm bis zu über 100 m mächtigen Schuppen. Die geringer mächtigen Lagen - bis ca. 10 m - zeigen außer Boudinierung keine tektonischen Bewegungen, Lagen mit größeren Mächtigkeiten haben dagegen, besonders deutlich am Liegendkontakt, Bewegungsbahnen in Form dünner Mylonitbänder, sie liegen aber dennoch konkordant zur Bankung. Die Marmore lassen sich ausgezeichnet auf dem Luftbild verfolgen. Pegmatitgänge, ebenfalls über den gesamten Komplex verteilt, folgen den s-Flächen des Gneises.

Unter dem Mikroskop fällt auf, daß die Quarz-Feldspatlagen, in denen der Quarz stark überwiegt, meist ein deutliches Pflastergefüge zeigen. Eine diaphthoritische Überprägung zeigt sich an allen Proben des Komplexes in einer Serizitisierung der Feldspäte und z. T. vollkommener Chloritisierung der Biotite. Die Muskowitführung ist unterschiedlich. Sie kann so stark werden, daß ein Zweiglimmer-Gneis vorliegt, wobei der Muskowit oft schräg zur Schieferung gewachsen ist. Die Granate zeigen kein Interngefüge und sind zerbrochen, mithin prätektonisch. Die Amphibol-führenden Partien haben in den dunklen Lagen entweder langstengelige aktinolithische oder grüne hastingsitische Hornblenden (Bestimmung s. S. 32), die aufgrund ihrer oft zu beobachtenden poikilitischen Textur

und des Fehlens eines geregelten Teilgefüges als jüngere, posttektonische Bildungen anzusehen sind (Abb. 23).

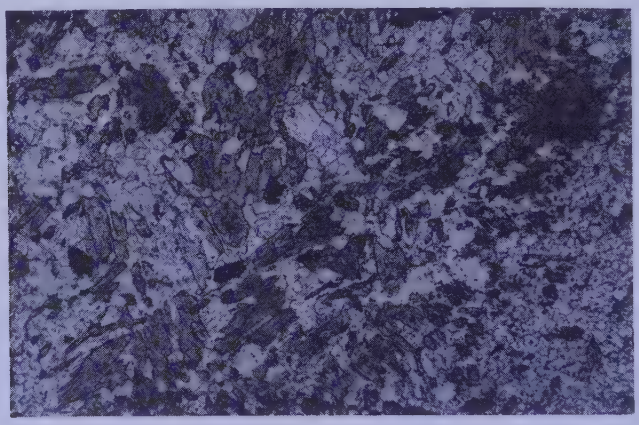

Abb. 23: Probe 101, Vgr. 28fach; schwach poikilitische Hornblende (dunkel) in Quarzgefüge mit Pflaster-Textur, ohne Analysator, Lok.: Shotol 2 km nördl. Ru-i-Darra

Proben aus der Gegend von Ru-i-Darra zeichnen sich durch einen zusätzlichen Sillimanit-Gehalt aus, der in Form von feinen Nadeln meist in den Quarzen steckt. An Akzessorien wurden Apatit, Klinozoisit, Titanit (durch Baueritisierung des Biotites entstanden), Zirkon und in einigen Proben olivbrauner Turmalin gefunden.

2.1.2.2 Die zentralen Glimmerschiefer

Das Gestein ist von dunkelgrauer bis braunschwarzer Farbe. Da es meist oberflächlich angewittert ist, zeigt es im Anstehenden braunrote Farbtöne. Von den zentralen Gneisen unterscheidet es sich im Gelände durch das Fehlen von größeren hellen Lagen. Es spaltet gut nach der Glimmerregelung auf, wobei dann häufig feine Quarzlagen erkennbar werden. Fältelungen, die bis in den Dünnschliffbereich gehen, sind oft zu beobachten. Granatführung wurde in der Gegend von Wawak am

Darjah Ejah und in der östlichen Glimmerschieferzone am Kontakt zu den nichtmetamorphen karbonatischen und klastischen Serien beobachtet (1,5 km nördlich Gawat). Hier kommt auch noch Staurolith hinzu, der sich jedoch nicht makroskopisch erkennen läßt. Im Darjah-Ejah-Profil sind geringmächtige (bis zu einigen Metern) Einschaltungen von quarzitischem Material an mehreren Stellen zu beobachten. Da sie offensichtlich noch im ursprünglichen Verband liegen, stellen ihre Grenzflächen zu den umgebenden Glimmerschiefern die Schichtung dar. Marmorlagen mit ähnlichen Mächtigkeiten wie im zentralen Gneiskomplex durchziehen die Glimmerschiefer an vielen Stellen; sie sind hier jedoch nicht, oder nur schwach, boudiniert und lassen sich sehr gut auf dem Luftbild verfolgen. Im Dünnschliff zeigt sich, daß bei überwiegendem Biotitgehalt Muskowit in allen Proben vorhanden ist. Die Quarze sind stark gelängt und löschen undulös aus.

In den Proben mit mikroskopischer Fältelung sind die Glimmer prätektonisch kristallisiert, da sie in den Faltenscharnieren zerbrochen oder stark verbogen sind. Die Faltenachsenflächen dieser Fältelung bilden eine zweite Schar von s-Flächen, die in einem deutlichen Winkel zur Schieferung stehen.

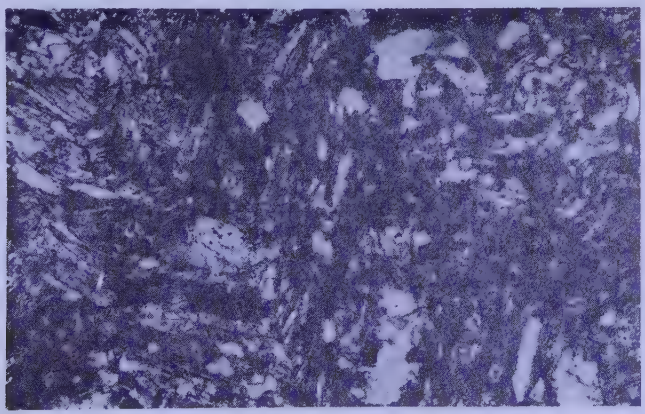

Abb. 24: Probe 63, Vergr. 84fach, gefältelte Glimmerlagen (dunkel) und gelängte Quarze (hell; Nic. x Lok.: 1,5 km nördlich Gawat

Der in einzelnen Zonen vorkommende Granat erreicht Größen um 1 mm Durchmesser. Er ist gewöhnlich idiomorph, hat sehr viele Einschlüsse, meist Quarz, läßt aber kein geordnetes Interngefüge erkennen. Die Staurolithe aus der Zone nördlich Gawat sind oft stark poikilitisch, oder sie bilden auf grösseren Arealen ein Haufwerk von kleineren nicht mehr zusammenhängenden Körnern, die aber meist noch eine einheitliche Auslöschungsrichtung besitzen. Da sie die Glimmer verdrängen, sind sie jünger als diese. Auch in dieser Zone wurde das Vorkommen von olivbraunem Turmalin festgestellt.

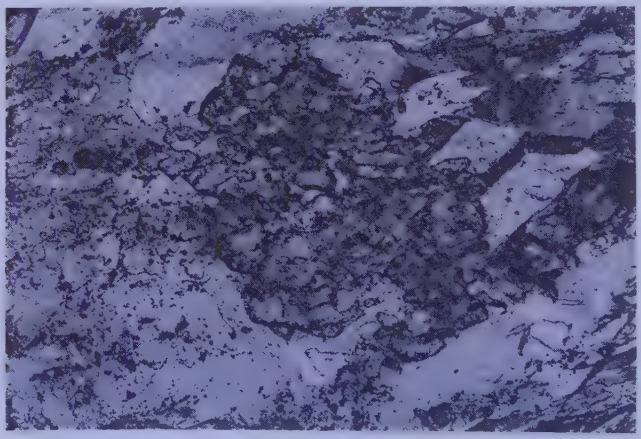

Abb. 25: Probe 63, Vergr. 84fach, größerer poikilitischer Staurolithblast und kleinere zusammenhängende Staurolithkörner (hohes Relief) in Quarz-Staurolith-Glimmer-Gefüge, Granat-Staurolith-Glimmerschieferzone, Nic. 70° Lok.: nördl. Gawat

2.1.2.3 Amphibolite des zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplexes

Im gesamten zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex sind amphibolitische Lagen sehr häufig, sie sind jedoch im allgemeinen von so geringer Mächtigkeit (dm- bis m-Bereich), daß sie sich in der Karte nicht darstellen lassen, lediglich bei Wawak im Ejah-Tal fand sich ein Vorkommen von 20 bis 50 m Mächtigkeit. Alle Amphibolite in diesem Komplex zeigen konkordante Lagerung zum Nachbargestein, auch zu den Marmorlagen. Sollte das Edukt vulkanischen Ursprungs gewesen sein, so müßte es sich wohl um Lagergänge oder Tufflagen gehandelt haben. Zwischen den Amphiboliten und den Hornblendegneisen mit geringerem Amphibol-Gehalt kommen alle Übergänge vor. Letztere finden sich in größeren Mächtigkeiten und wurden auf der Karte durch eine Übersignatur dargestellt.

Das Vorkommen von Wawak, das ebenfalls in den Übergangsbereich zu Hornblendegneisen zu stellen ist, zeigt im Schliff sehr viel Plagioklas (An_{33-42}), der z. T. serizitisiert ist, wobei die Serizitisierung immer im Kern beginnt, während die randlichen Partien noch frisch sind. Daneben kommen frische Biotite und poikilitische Hornblende vom Typ Hastingsit vor. Sporadisch finden sich Titanit und Apatit.

Eine Modalanalyse erbrachte:

Probe 187

	Vol.-%	abs. Fehler
Quarz	4,6	2,4 %
Plagioklas	54,4	1,7 %
Biotit	22,6	2,2 %
Hornblende	16,9	2,3 %
Apatit	1,6	
Summe	100,1	

2.1.3 Grammatitschiefer

An beide Glimmerschiefer-Komplexe im Westen und Osten schließt im Norden eine schmale Zone von Grammatitschiefern an, die im Westen intensiv verfaltet ist und unmittelbar an den zentralen Granodiorit grenzt, während sie im Osten vom zentralen Gneis mit wahrscheinlich tektonischem Kontakt überlagert wird. In der Gegend nordwestlich von Baba Tauda, zwischen Salangstraße und Walang-Tal kommt es zu enger Faltung im Meterbereich und zu Kleinfältelung, bis in den mikroskopischen Bereich. Das Gestein zeigt graugrüne Farben und ist auf engem Raum durch eine große Zahl von Harnischflächen zerlegt, auf denen durch feinschuppige Talkbildung seidiger Glanz auftritt. Nach Süden werden die Schiefer zunehmend kalkiger, und es kommt zu einem feinen Lagenbau, in dem dünne Kalk- und Schieferpartien von 1 - 3 mm Mächtigkeit alternieren. Am nördlichen Rand beider Grammatitschieferlagen tritt eine in Richtung auf den Granodioritkontakt zunehmende Granatsprossung auf. Der Kontakt selbst zeigt einen unregelmäßigen Verlauf mit zahlreichen Granodioritapophysen und isolierten Linsen im Schiefer, sowie kontaktmetamorph umgewandelten Grammatitschieferschollen im Granodiorit.

Unter dem Mikroskop besteht das Gestein überwiegend aus nadeligem bis kurzsäuligem Aktinolith, der nur einen sehr schwachen Pleochroismus von farblos nach blaßgrün zeigt. Eine Diffraktometeraufnahme (Cu-Röhre) ergab:

$$d_1 = 8{,}485$$
$$d_2 = 3{,}237$$
$$d_3 = 2{,}821.$$

Diese Werte entsprechen grammatitischer Zusammensetzung. Die Grammatitnadeln sind im nördlichen Bereich bei schwacher Regelung stark verfilzt, während sie im Süden stärker in der Schieferung geregelt sind oder ein intensives Kleinfaltengefüge abbilden. Der Grammatit ist sicher jünger als das übrige Gefüge, das aus feinkörnigem Quarz, kleinen Plagioklasen und einzelnen unzusammenhängenden aber geregelten Biotiten

mit Resorbtionserscheinungen besteht. Im südlichen Bereich tritt vermehrt Muskowit und selten Talk auf. In den Fältelungsbereichen ist der Muskowit immer zerbrochen (prätektonische Kristallisation). Große Kalzitkristalle mit Druckzwillingslamellierung treten im Norden vereinzelt auf, während sie sich im Süden zu durchgehenden Karbonatlagen mit reichlicher Plagioklasführung zusammenschließen. An Nebengemengteilen kommen Pennin und Epidot vor. Die in Richtung auf den Granodiorit zunehmende Verfilzung des Grammatitgefüges und eine in gleicher Richtung zunehmende Grammatitführung lassen auf kontaktmetamorphe Beeinflussung bei kalkig-dolomitischem und sandigem Edukt schließen.

2.1.4 Olivin-Grammatit-Talk-Fels

In offensichtlichem Zusammenhang mit den Grammatitschiefern und mit dem Kontakt zum Granodiorit stehen zwei kleine Vorkommen eines dunklen, olivbraunen Gesteins, einmal 2,5 km nordwestlich der Mündung des Walangbaches in den Salang und zum anderen im oberen Bereich des Gawat-Tales nördlich von Rukha. Am Salang steckt das Gestein als dunkle Linse in den Grammatitschiefern, während es im Gawat-Tal als langgestrecktes Band unmittelbar an den Granodiorit anschließt. In beiden Vorkommen ist der Olivin deutlich makroskopisch zu erkennen.

Messungen der Achsenwinkel ergaben an den Olivinen:

1. Salang 2 Vz = 83^{o}
2. Gawat 2 Vz = 90^{o}.

Die Zusammensetzung beträgt demnach:

1. Fa_{o} Fo_{100} (Forsterit)
2. $Fa_{12}Fo_{88}$ (Chrysolith).

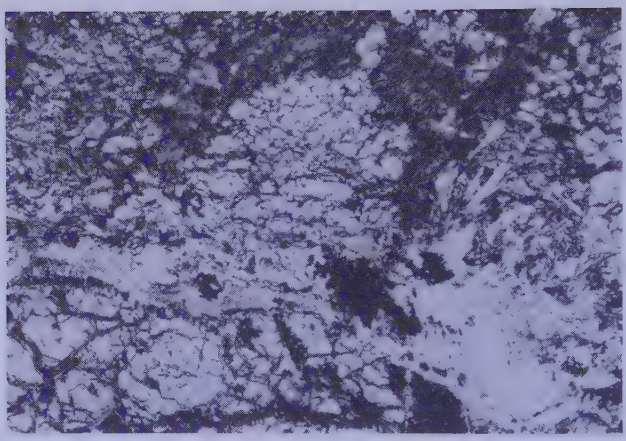

Abb. 26: Probe 166, Vergr. 27fach, Olivin-Grammatit-Talk-Fels, links ein großer Olivinkristall, durchzogen von breiten Maschenserpentinschnüren (dunkel), rechts ein Gemisch von Talk und Grammatit, Nic. x, Lok.: Salang-Paß

Die Olivine sind in beiden Vorkommen, am Salang jedoch stärker, von Maschenserpentinen durchzogen, wobei feine Nadeln von Klino-Chrysotil senkrecht auf die Kluftflächen aufgewachsen sind. An weiteren Mineralien kommt im Gawat-Tal Kalzit in größerer Menge vor, der am Salang fehlt. Feinschuppiger Talk und nadeliger Grammatit (gleiche d-Werte wie S. 54) bilden ein dichtes, wirres Gefüge, in dem einzelne Nester mit feinblättrigem Pennin und die großen Olivinkristalle eingelagert sind. Auch diese Paragenese von Mg-Mineralien läßt auf ein dolomitisches Edukt schließen und das regellose Gefüge wahrscheinlich auf Kontaktmetamorphose im Bereich der Hornblende-Hornfelsfazies.

2.1.5 Marmore

Mit Ausnahme des Pandshir-Kristallins kommt Marmor in allen Serien des Gebietes häufig vor. Die Mächtigkeiten schwanken von nur einigen cm dicken Lagen bis zu über 100 m mächtigen, meist Steilwände bildenden, Lagern. Die geringmächtigeren Lagen, die im östlichen Teil des Arbeitsgebietes innerhalb der zentralen Gneisserie auftreten, sind in der Regel stark boudiniert und ausgedünnt, z. T. sind sie verfaltet. Die mächtigen Marmorzüge, die am Salang-Fluß zwischen Baba Tauda und Ahingaran, sowie bei Qalatak am Zusammenfluß von Ejah und Salang und im Ejah-Tal bei Safra tiefe Klammen bilden, zeigen gelegentlich eine Wechselfolge mit Phylliten und Glimmerschiefern. Ihr Liegendkontakt ist, wie einige dm-mächtige Mylonitlagen zeigen, tektonisch, größere Winkeldiskordanzen konnten meist jedoch nicht beobachtet werden.

Obwohl BRÜCKL (1935) darauf hinwies, daß diese Marmore von Ahingaran und Qalatak in der streichenden Verlängerung der Fusulinenkalke von Bulola (ca. 20 km westlich des Shibar-Passes) liegen, stellt er sie, weil östlich dieses Fundpunktes keine Fossilien gefunden wurden, zu den Ghorbandkalken HAYDEN's und sieht in ihnen das metamorphe Äquivalent der Hilmend-Serie. RESCH (1971) kartierte die westliche Forsetzung der Marmore von Ahingaran und Qalatak bis etwa nördlich des Ortes Ghorband aus. Von hier bis zur Tang-i-Bulola zeigt die Kartierung von RESCH weder Marmore noch Kalke, so daß eine Parallelisierung der Marmore mit den Fusulinenkalken nur aufgrund der räumlichen Lage sehr fragwürdig ist. Hinzu kommt, daß Marmore nicht nur in der Gegend von Ahingaran und Qalatak vorkommen, sondern, wenn auch mit wesentlich geringeren Mächtigkeiten, in den gesamten metamorphen Serien - das Pandshir-Kristallin ausgenommen - anzutreffen sind. Aus der nördlichsten Marmorlage (südlich Baba Tauda) wurden etwas schwächer metamorphe Kalke ohne Erfolg auf Conodonten untersucht. Die Kartierung RESCHs zeigt weiter, daß sich auch eine Parallelisierung dieser Marmore mit denen des Ghorband-Tales, wie von BRÜCKL (1935) vorgeschlagen, kaum durchführen läßt, da diese doch wesentlich weiter südlich liegen.

Zwei weitere mächtige Marmorzüge, die ursprünglich zusammengehört haben mögen, sind mit umbiegender Streichrichtung nördlich und östlich des Salang-Passes in den Granodiorit eingeschuppt, wobei sie, zumindest an der Paßstraße, steilstehende, isoklinale Strukturen bilden. Der Marmor ist im allgemeinen von weißgelber bis hellgrauer Farbe. Sehr häufig tritt eine dunkle Bänderung mit Abständen von wenigen cm auf, die durch dunklere Pigmentierung hervorgerufen wird. Im Schliff läßt sie sich nicht von den helleren Partien unterscheiden. Auffallend ist, daß diese Bänderung schräg zur Bankung verläuft. Da letztere als Schichtfläche aufzufassen ist, dürfte die Bänderung nicht sedimentären Ursprungs sein, sondern tektonische Ursachen haben, zumal sie auch immer in der Richtung der Schieferung der umgebenden Phyllite und Glimmerschiefer verläuft.

Am Mittellauf des Salang und am unteren Ejah sind die Marmore häufig in weitgeschwungene bis mäßig enge Falten gelegt, mit Phylliten oder Glimmerschiefern im Kern, z. T. sind sie auch in sich im Meterbereich verfaltet. Hier wurden auch mehrere diskordante basische Intrusionen von 2 bis 10 m Ausdehnung in ihnen beobachtet. Am oberen Ejah, ca. 1 km südlich Wawak wurde eine Marmorlage gefunden, die nahezu sölig (05/05) steilstehende (200/85) Glimmerschiefer diskordankt überlagerte. Anzeichen für tektonischen Verband (Harnische oder Mylonite) fehlten. An der Basis des Marmors wurden Lagen von Quarzitgeröllen beobachtet (ein möglicher Hinweis auf eine Transgressionsdiskordanz?, vgl. S. 61).

Südlich Ejah kommen häufig basische Lagergänge in den Marmorlagen vor, deren Mächtigkeiten von 1 m bis 40 m schwanken.

Die Marmorzüge lassen sich auf den Luftbildern und bei ausreichender Mächtigkeit bereits auf den Fotomosaikkarten hervorragend als weiße Bänder erkennen, so daß man durch sie bereits auf dem Luftbild die Übersicht über wesentliche Strukturrichtungen gewinnt.

Das Gestein ist immer mehr oder weniger grobspätig. Die Körner grenzen unmittelbar ohne kalkige Matrix aneinan-

der, sie sind entweder langgestreckt und miteinander verzahnt oder sie bauen im Stadium der stärksten Rekristallisation ein Pflastergefüge auf. Die meisten Kalzitkristalle weisen Druckzwillingslamellierung auf, wobei die Lamellen häufig leicht gebogen sind. Proben aus den mächtigen Marmorkomplexen im Westen erwiesen sich als sehr rein, sie enthielten nur geringe Beimengungen von Quarz, Hellglimmer und etwas Erz. Die geringmächtigeren boudinierten Marmorlagen in den zentralen Gneis- und Glimmerschieferkomplexen zeigten dagegen einen größeren Gehalt an Quarz, Hellglimmer, etwas Grammatit und meist auch größere Mengen von Diopsid. In einzelnen Boudins zeigten sich Übergänge vom Marmor zum Kalksilikatfels.

2.1.5 Turmalin-Kalzit-Felse

In dem Marmorzug ca. 1 km westlich Ahingaran wurden Lagen eines dunklen Gesteins von mehreren Metern Mächtigkeit beobachtet, die sich unter dem Mikroskop als Turmalin-Kalzitfels erwiesen. Sie bestehen überwiegend aus Turmalin mit einem Pleochroismus, der von hellgelbbraun bis dunkelbraun reicht (Schörl), untergeordnet kommen Kalzit, etwas Plagioklas, Pennin, Chlorit und Quarz vor (Abb. 27). Die Entstehung dieses Gesteins dürfte ebenfalls mit dem Salang-Südgranit, bzw. einer pneumatolytischen Phase desselben in Zusammenhang stehen.

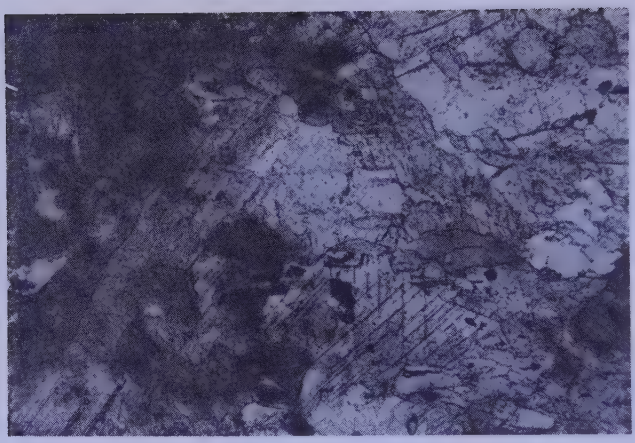

Abb. 27: Probe 176, Vergr. 28fach ohne Analysator, Turmalin-Kalzit-Fels, links idiomorphe Turmaline (dunkel), Kalzite und einige kleinere Turmaline, Lok.: Qalatak

2.1.7 Kalkphyllite

Diese Serie, die aus stark durchbewegten phyllitischen Kalken mit reichlichem quarzitischem Anteil, sowie aus reineren rötlichen Kalken bis Marmoren, rötlichen Muskowitphylliten und Quarzitbändern besteht, liegt diskordant auf dem Pandshir-Kristallin. Sie streicht von Jabal-us-Seraj als immer schmaler werdender und in der Mitte von Störungen unterbrochener Keil in nordöstlicher Richtung und keilt bei Dalang Sang am Nordende der Pandshirschlucht aus.

Die Kalkphyllite sind im Gebiet nördlich von Jabal-us-Seraj, am Fuße des Salang-Passes intensiv gefaltet und durch zahllose Störungen verschuppt. Sie lassen sich nur durch den etwas höheren Metamorphosegrad von den hangenden Sedimenten abtrennen, dürften aber mit diesen in engem Zusammenhang stehen.

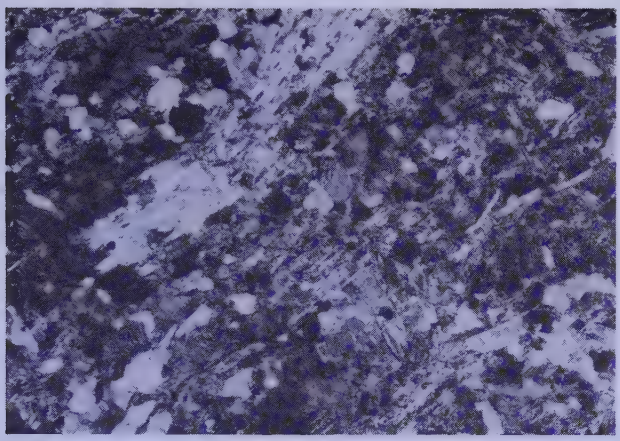

Abb. 28: Probe 146, Vergr. 28fach, phyllitische Lage in den Kalkphylliten, größere Muskowite, gewachsen in einem Altbestand von Muskowit, Biotit und Quarz; Nic. x, Lok.: nördlich Jabal-us-Seraj

In den Kalkphylliten fällt im Schliff der hohe Anteil an bis zu 1,5 mm langen (parallel (001)) frischen Muskowiten auf, neben einem Altbestand an kleineren zersetzten Muskowiten und total entfärbten Biotiten. Diese Muskowite zeigen ein ausgesprägtes Symplektitgefüge mit Quarz. Ob sie sich optisch von denen des Altbestandes unterscheiden, konnte wegen dessen Zersetzungsgrad nicht mehr festgestellt werden, jedoch liegt die Vermutung nahe, daß auch ihre Bildung, ebenso wie die der symplektitischen Muskowite im Nordabschnitt des Pandshirprofils, auf pegmatitische Reaktionen des sehr nahegelegenen Salang-Südgranites zurückzuführen ist. Mit Sicherheit sind sie jünger als die zersetzten Glimmer, da sie häufig quer durch diese hindurchgewachsen sind oder sie teilweise resorbiert haben. Sie folgen nur selten der Schieferung, vielmehr ist ihr Teilgefüge $\pm$ regellos (Abb. 28). Der Altbestand dieses Gesteins besteht neben den zersetzten Glimmern, die oft in den Scheiteln zerbrochene, mikroskopische Falten bilden, aus Quarz, serizitisierten Feldspatresten und Kalzit, der meist noch als feinkörnige Matrix vorliegt

und nur vereinzelt zu größeren Kristallen rekristallisiert ist. In der Kalkmatrix kommt außerdem feinverteilter Hämatit vor, der dem Gestein seine rötliche Farbe gibt.

2.1.8 Die Metamorphe Konglomerat-Serie

Am Oberlauf des westlichen Nebenflusses des Shotol, beginnend bei 3.500 m üNN, werden die zentralen Glimmerschiefer von einer Serie diskordant überlagert (Abb. 29), die im Liegenden zunächst mit einer wenige m mächtigen Quarzitbank beginnt auf welche Marmor folgen, die Quarzitgerölle enthalten und einige m mächtig sind. Schließlich folgt eine mehrere Dekameter mächtige Serie mit Konglomeraten. Soweit die Begehung reichte (ein wenig über den Kontakt Glimmerschiefer-Granodiorit hinaus) zeigt sich immer flache Lagerung.

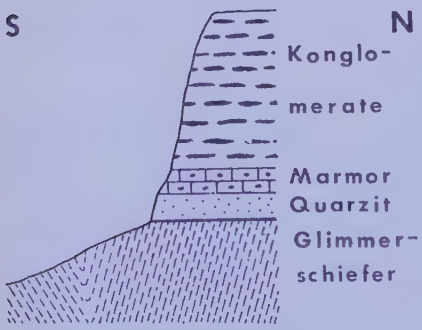

Abb. 29: Halbschematische Skizze der Konglomerat-Serie und ihrer Unterlage, Maßstab 1 : 1000

Morphologisch bilden diese Konglomerate eine knapp 1 m breite Zone von beiderseits durch Steilwände begrenzten Klippen, die in N-S-Richtung verläuft und auf der Wasserscheide zwischen Shotol und Ejah liegt. Aus zeitlichen Gründen konnte nur der südlichste Teil dieser Zone besucht werden, ihre Fortsetzung nach Norden war jedoch zu sehen und

wurde auf der Fotomosaikkarte ergänzt.

Die Marmore im Liegenden der Konglomerate ähneln sehr stark denen von Wawak im Ejah-Tal, die auch an der Basis Quarzitgerölle führen und diskordant auf den Glimmerschiefern liegen. Die Gerölle der Konglomeratserie, die in einer grau-grünlichen Matrix stecken, zeigen starke tektonische Deformation, die sich in einer sehr starken Längung und Abplattung äußert, während sich in der Matrix keine Anzeichen einer tektonischen Beanspruchung finden. Wenn sie vorhanden wären, sind sie durch spätere intensive Kontaktmetamorphose wieder verwischt worden.

Die Matrix besteht aus einem verzahnten Quarzitgefüge, das Übergänge zur Pflasterstruktur zeigt. Sie enthält perthitischen Orthoklas, Mikrolin und Plagioklas. Die Felspäte sind reich an Einschlüssen von Tropfenquarz. Daneben kommen Bereiche mit feinkörnigerem kataklastischen Quarz vor. Kalzit ist weniger häufig, dann aber nesterartig konzentriert.

Das gesamte Gefüge ist durchsetzt von stengeliger, manchmal auch poikilitischer, aktinolithischer Hornblende sowie von kurzsäuligem bis körnigem Epidot. Regellose Gefüge im Mikrobereich, Pflasterstruktur und Paragense weisen auf kontaktmetamorphe Umwandlung eines leicht mergeligen Eduktes hin.

Eine ähnliche, jedoch nicht metamorphe Abfolge mit Kalkbänken an der Basis und darauffolgenden Konglomeraten mit kalkig-mergeligem Bindemittel und Kalkgeröllen findet sich am nördlichen Rand des Hindukush an der Paßstraße von Khenjan (WALLBRECHER 1966). Hier wurden in den Kalken, die Crinoiden führen, Kleinforaminiferen gefunden, die zur Familie der Endothyridae gehören (mündl. Mitt. Dr. ZIEGLER, damals DGM, Kabul), sich wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes (die Schalen sind immer umkristallisiert) jedoch nicht näher bestimmen ließen. Sie machen ein jungpaläozoisches Alter dieser Serie wahrscheinlich (s. a. RESCH 1971 und FARSAN 1972).

Sollte diese Serie das nicht kontaktmetamorphe Äquivalent der oben beschriebenen Konglomerate sein, dann müßten die gesamten Serien des Arbeitsgebietes mindestens ein prä-

permisches Alter haben. Tektonik und Metamorphose müßten dann ebenfalls präpermisch sein.

Eine andere Möglichkeit wäre, die Konglomerat-Serie als Deckenreste anzusehen, Hinweise dafür konnten jedoch nicht gefunden werden.

2.2 Die schwach metamorphen Sediment-Serien

2.2.1 Die Sedimente des Pandshir-Tales

Zwischen dem hochmetamorphen Pandshir-Kristallin im Süden und dem zentralen Gneiskomplex im Norden liegen auf der Nordflanke des Pandshir-Tales nicht- bis schwach epimetamorphe Serien, deren maximale Aufschlußmächtigkeit im Tawakh-Tal knapp 10 km erreicht. Die südliche Begrenzung ist bis zu dem Ort Miran-Shah mit dem Pandshir-Rud identisch, während sie östlich Miran-Shah ziemlich genau in West-Ost-Richtung und damit südlich des Pandshir-Rud verläuft. Im Norden grenzen die Sediment-Serien im Gawat-Tal nördlich Rukha an die Glimmerschiefer und Staurolith-Granat-Glimmerschiefer. Sie erstrecken sich hier bis etwa 3.000 m ü. NN. Bis ins Tawakh-Tal verläuft die Grenze wieder in annähernd westlicher Richtung und wird dort durch eine Blattverschiebung um 1,5 km nach Süden versetzt. Im weiteren Verlauf streicht sie in südwestlicher Richtung auf Ru-i-Darra am Shotol-Darja und folgt von hier aus dem Shotol bis Deh Kolon, wobei die Sediment-Serien auf 1 km Aufschlußmächtigkeit ausdünnen. Sie verlaufen weiter in südwestlicher Richtung als schmales Band auf den Salang Darja nördlich Jabal-us-Seraj zu und finden ihre Fortsetzung auf der Nordseite des Ghorband-Tales im Arbeitsgebiet RESCH (1971).

Die Sedimentserien des Pandshir-Tales setzen im Süden, mit einer Störung an die Pandshir-Kristallin grenzend, zunächst mit einer nach Osten mächtiger werdenden Serie von Schiefern ein, die bei Ab Darra mit dem Pandshir-Kristallin verschuppt ist. Es schließen sich im Norden Kalkbänke führende Partien an, die wiederum mit Kalken verfaltet sind. Hierauf folgt im Norden eine kalkige Serie größerer Mächtigkeit, die eine große südvergente Synkline mit z. T. überkipptem Nordflügel bildet. Sie grenzt mit einer Störung an den zentralen Gneiskomplex und die Grammatitschieferzone. Im Piawasht-Tal werden diese kalkigen Serien von dieser Störung schräg abgeschnitten, so daß östlich von Rukha die kalkigen

Bereiche innerhalb der gesamten Sedimentstärke stark zurücktreten. Die gleichen Beobachtungen machten auch WRIGHT et al. (1968), die im oberen Pandshir-Tal in der Gegend des Khawak-Passes nur Schieferserien von großer Mächtigkeit und nur gelegentlich dünne Bänke von unreinem Kalk gefunden haben.

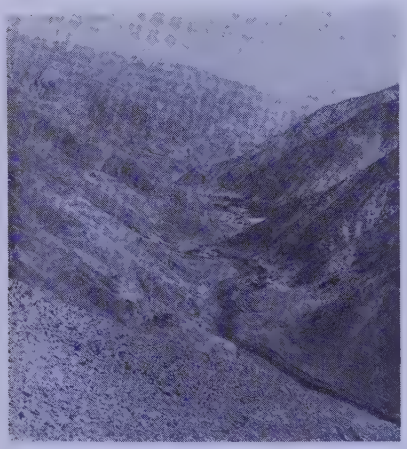

Abb. 30: Pandshir-Tal. Blick vom Pandshir-Knie nach Osten rechts mit dünnem Bewuchs die Pandshir-Gneise, links ohne Bewuchs die sedimentären Serien (Schieferfolge und Rotserie). Deutlich zu erkennen sind die hell angewitterten Serpentinite

2.2.1.1 Die Schiefer- und Quarzit-Zone südlich des Pandshir-Rud

Es konnte nicht eindeutig geklärt werden, ob die Schieferserie, die südlich des Pandshir-Flusses vorkommt, derart in den gesamten Faltenbau einbezogen ist, daß sie mit den nördlicheren Schiefern stratigraphisch identisch ist, oder ob sie eine selbständige Einheit bildet, die im gesamten Bereich ihres Vorkommens mit Störungen an die nördlichen Sedimentserien grenzt. Mit Sicherheit läßt sich jedoch sagen, daß sie zumindest im östlichen Bereich deutlich fazielle Unterschiede zu diesen aufweist.

Es handelt sich um eine monotone Folge von tektonisch stark beanspruchten schwarzen Tonschiefern, die im Gegensatz zu den nördlichen Schiefern keinerlei kalkige Partien

oder Bänder aufweist, sondern nur gelegentliche Einschaltungen von sandigeren bis quarzitischen Lagen etwas gegliedert ist.

Die reinen Tonsteinanteile der Schichtfolge liegen heute mehr oder weniger stark phyllitisiert und geschiefert vor, wobei die Metamorphose im unteren Ab Darra-Tal am höchsten ist. Sie reicht örtlich bis zur Granatbildung. Im gesamten Verbreitungsgebiet ist das Gestein stark tektonisch beansprucht und in parallel zum Streichen verlaufenden Zonen teilweise mylonitisiert.

Die vereinzelt vorkommenden Quarzitbänke erreichen Mächtigkeiten bis zu 20 m, sind jedoch in der Regel zwischen 0,5 und 2 m mächtig. Es kommen alle Übergänge zwischen reinem hellgrauen Quarzit mit stark verzahntem Quarzgefüge und dunklen quarzitischen Sandsteinen und Grauwacken vor.

Der gesamte Gesteinskomplex lieferte bisher keine Fossilien, das mag an der starken tektonischen Durchbewegung liegen, ist wahrscheinlich aber auch faziell bedingt.

2.2.1.2 Die Schiefer-Serien auf der Nordflanke des Pandshir-Tales

Im Gegensatz zu der monotonen südlichen Schieferserie sind die Schiefer auf der Nordflanke des Pandshir-Tales stärker differenziert und weisen zahlreiche Kalk- bis Marmorbänke, Sandstein- bis Quarzit- und Grauwackenlagen, sowie brekziöse Partien auf. Charakteristisch für diesen Bereich, besonders für den westlichen Teil sind die überaus häufigen Stöcke und Lagen von Serpentiniten und Metabasiten, von denen auf der Karte nur die größeren Anteile dargestellt werden konnten, sowie mächtige Grünschieferserien. Allgemein gilt, daß sich die nördlichen Schiefer, besonders im westlichen Bereich von den Schiefern der Südflanke des Pandshir-Tales durch ihren größeren Sandgehalt unterscheiden. Im östlichen Teil des Arbeitsgebietes kommen aber auch noch reine Tonschiefer vor, überhaupt ist eine deutliche fazielle Änderung in östlicher Richtung zu bemerken. Im westlichen Bereich, in Profilen

nahe Dalang Sang (Pandshir-Knie), ist die Serie stark gegliedert (s. Profile H-J der Profiltafel und Abb. 31). In diesen Profilen tritt die tonige Komponente fast völlig zurück, und es überwiegen neben dunkelgrauen bis dunkelbraunen Schiefern sandige und quarzitische Lagen.

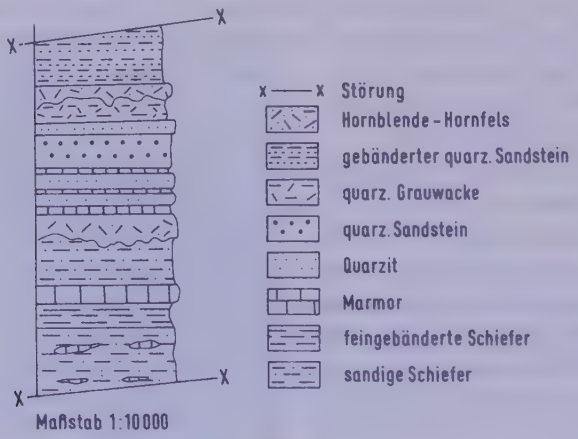

Abb. 31: Detailprofil aus der Schieferserie der Nordflanke des Pandshir-Tales (Ausschnitt aus dem Profil H-H der Profiltafel)

Diese sandigen Schiefer sind von dunkelgrauer Farbe und häufig flaserig. Daneben kommen Phyllite von grauer sowie hell- bis dunkelbrauner Farbe vor, die gewöhnlich intensiv im cm- bis mm-Bereich gefältelt sind. In den liegenden sandigen Schiefern finden sich Kalklinsen geringer Mächtigkeit (dm-Bereich), die vermutlich horizontgebunden sind. Ihre Zerlegung in einzelne Linsen muß dann tektonische Gründe haben. Der Kalzit ist, zumindest partiell, rekristallisiert, es kommen alle Übergänge zum Marmor vor. In am schwächsten rekristallisierten Linsen wurden Proben auf Conodonten genommen, die sich jedoch als steril erwiesen.

In den hangenden Partien dieser Profile steigt der gröber klastische Anteil noch weiter an. Hier finden sich Wechselfolgen quarzitischer Sandsteine, die z. T. gebändert sind, mit quarzitischen Grauwacken und hellen, meist fein-

körnigen reinen Quarziten, die eine starke Verzahnung der Quarzkörner aufweisen. Sandige Schiefer und quarzitische Phyllite kommen in diesen Bereichen nur noch in geringer Mächtigkeit vor, während sie oberhalb der noch zu besprechenden hämatitführenden kalkigen Serie wieder größere Mächtigkeiten erreichen. Die Mächtigkeit der Quarzitbänke schwankt zwischen einigen Metern und max. 80 m. Kalkige Einschaltungen sind in diesem Teil des Profils häufig, jedoch ist der Kalzit so stark rekristallisiert, daß diese Bänke alle als Marmor vorliegen, welcher gewöhnlich weiße bis hellgraue Farbtöne aufweist. Er ist oft von dunkelgrauen Bändern durchzogen, die infolge von Fließfaltungen bogen- und schlierenförmig derformiert sind. Diese Bänke haben durchschnittliche Mächtigkeiten von 2 - 4 m und erreichen max. 40 m.

Die Profile in diesem Bereich umfassen sicherlich nicht die gesamte Mächtigkeit dieser klastischen Serien, vielmehr sind sie im Liegenden und Hangenden von Störungen begrenzt. Darüber hinaus wurden auch innerhalb der Abfolge des öfteren Bewegungsbahnen mit Harnischen und an mehreren Stellen auch schmale Mylonitbänder beobachtet, so daß die vorliegenden Profile nur Fragmente der gesamten Schichtfolge darstellen können.

Im östlichen Teil der Pandshir-Tal-Nordflanke (östlich von Miran Shah) ist die Schiefer- und Sandsteinserie mit der hämatitführenden kalkigen Serie verfaltet und verschuppt, jedoch konnte im Tal von Gawat (nördlich Rukha), das die gesamten sedimentären Serien am besten und vollständigsten aufschließt, kein Hinweis auf Störungen zwischen den beiden Serien gefunden werden, vielmehr scheint hier die hämatitführende kalkige Serie unmittelbar das Hangende der Schieferserie zu bilden (Profil N der Profiltafel). Die Schieferserien haben in diesem Teil des Arbeitsgebietes eine wesentlich höhere tonige Komponente. Ziemlich reine, schwarze und ebenspaltende Tonschiefer nehmen einen großen Teil des Profils ein. Sie wechsellagern mit gröber klastischem Sandstein- und Quarzitbänken geringerer Mächtigkeit (max. einige Meter). Anders als im westlichen Bereich sind Kalk- oder Marmorbänke

in diesen Profilen ausgesprochen selten.

Wegen des intensiven Faltenbaues mit z. T. inversen Falten-Schenkeln ließ sich ein Normalprofil nicht aufstellen.

Mit einigen Vorbehalten erinnern die monotonen Wechsellagerungen von fein- und gröberklastischem Material hier an flyschähnliche Sedimente, eine sichere Deutung bedarf jedoch eingehenderer Untersuchungen, die im Rahmen der Arbeit nicht durchgeführt werden konnten. Fossilien konnten aus diesen Schiefern nicht gewonnen werden, diese Serien scheinen jedoch das stratigraphisch Liegende der Rotserie zu bilden.

2.2.1.3 Die Rotserie

Die Bezeichnung "Rotserie" soll für die bereits erwähnte hämatitführende kalkige Serie stehen. Sie wurde erstmals für die in streichender Fortsetzung im Ghorbandtal anstehenden Serien von RESCH (1971) gebraucht. Dort schließt diese Serie wohl die von HAYDEN (1911) als solche bezeichneten Ghorbandkalke mit ein, welche FURON (1927) mit der Hajigak-Serie parallelisiert hat, die an der Typlokalität nach FESEFELDT (1964) mitteldevonisches bis unterkarbonisches Alter besitzt.

Der Begriff soll jedoch im folgenden auf die hämatitführenden Kalke und die mit diesen wechsellagernden Schiefer und Quarzite beschränkt werden, während RESCH auch höher metamorphe Folgen dazu rechnete, die wahrscheinlich den unten beschriebenen Kalkphylliten entsprechen (s. S. 60 f.), die auf der westlichen Seite des Salang in größerer Breite ausstreichen, deren rötliche Farbe jedoch wahrscheinlich nicht primär ist.

Die Rotserie ist wohl der auffälligste Gesteinskomplex des gesamten Arbeitsgebietes. Sie besteht aus einer unregelmäßigen Wechselfolge von intensiv rot bis bräunlich- oder gelblichrot gefärbten Kalken und Marmoren mit dunklen Schiefern und Quarziten. Daneben kommen zahlreiche Einschaltungen von Grünschiefern, Metabasiten und Serpentiniten vor. Nach den in ihr vorkommenden Gesteinen allein würde sie sich nur

schwer von den bereits beschriebenen Schiefer- und Quarzitserien trennen lassen, jedoch zeigen deren Kalke und Marmore keine Rotfärbung. Die Grenze zwischen beiden Serien soll deshalb durch das erste Auftreten von rot gefärbten Kalken festgelegt sein.

Die Rotfärbung rührt von hohen Gehalten an Hämatit bzw. Roteisenstein her und tritt fast immer nur in den Kalkbänken auf. Rotfärbung im Liegenden dieser Kalke ist sicher durch deszendente Wässer entstanden. Eine lokale Rotfärbung im Pandshir-Kristallin dürfte ein Anzeichen für ehemalige Bedekkung durch die Rotserie sein. Der Hämatitgehalt kann nesterförmig erheblich ansteigen. In den mehr braun bis gelbbraun gefärbten Bänken ist der Hämatit in Limonit umgewandelt. Schliffe aus diesen vererzten Bereichen zeigen, daß es sich um unreine Kalke mit hohem Quarzgehalt handelt. Der Kalzit ist rekristallisiert. Der Hämatit findet sich z. T. in Form größerer Kristalle im Korngefüge, z. T. besetzt er mit sehr kleinen Kristallen oder feindispers die Intergranularräume und die Spaltrisse der Kalzitkristalle.

In weniger stark rekristallisierten Kalken ist das Erz in sehr feiner Verteilung in der kalkigen Matrix enthalten, wahrscheinlich wurde es bei der Sammelkristallisation des Kalzites auf die Intergranularflächen verdrängt. In diesem Falle müßte die Erzimprägnation älter als die Metamorphose sein.

Weitere Anzeichen für prätektonische und vermutlich synsedimentäre Vererzung finden sich in den klastischen Zwischenlagen. So zeigen Schliffe aus gebänderten phyllitischen Schiefern aus einem kleinen Quertal ca. 2 km südwestlich Zaman Kor Lagen von Hämatitkörnern, die parallel zu feinen Quarzlagen angeordnet sind und wie diese im mm-Bereich gefältelt wurden. Die Herkunft des Erzes dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit vulkanisch-exkalativ sein (s. S. 73). Metabasite und Grünschiefer kommen in der Rotserie, aber auch in den liegenden Schiefer- und Quarzit-Serien außerordentlich häufig als Lagergänge oder auch als diskordante Massen vor. In dem oben erwähnten Quertal südwestlich Zaman Kor

wurde ein diabasähnlicher Metabasitstock gefunden, der von zahlreichen Scharen einiger cm mächtiger Erzgänge durchzogen wird. Im Anschliff erwies sich das Erz als durch Martitisierung aus Magnetit hervorgegangener Hämatit (Abb. 33). Auch diese Gänge sind prätektonisch angelegt worden, wie die Fältelung der Hämatitschuppen deutlich im Anschliff zeigt (Abb. 34). Die Falten sind außerdem wie das Nebengestein orientiert.

Abb. 32: Hämatitführende Kalkbänke (dunkel) innerhalb der Rotserie Deh Kolon im Shotol-Tal, Blick nach Norden

Die Verbreitung der Serie ist etwa die gleiche wie die der nördlichen Schiefer-Serie, mit der sie auch sicher in stratigraphischem Verband steht. Mit dieser ist sie auch verfaltet, aber ihre größte Verbreitung hat sie nördlich dieser Schiefer, wo sie, überprägt von Spezialfalten, eine große südvergente Mulde bildet, deren Umbiegungen an den Marmorbänken in den Tälern Tawakh und Piawasht gut zu sehen sind.

Nördlich Deh-Kolon bilden Kalk- und Marmorbänke großer Mächtigkeit die SE-Flanke des Shotol-Tales. Hier wie auch im

Tal von Piawasht fällt auf, daß die Kalke nicht mehr durchgehend imprägniert sind, wie am Salang-Unterlauf, sondern daß die Rotfärbung nur noch auf unregelmäßig begrenzte Flekken von einigen zehn Metern Ausdehnung begrenzt ist.

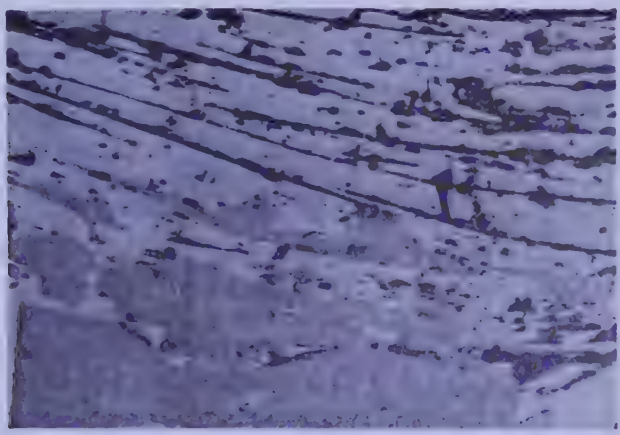

Abb. 33: Probe 38, Vergr. 15fach, Hämatit (weiß) durch Martitisierung aus Magnetit (grau) neugebildet, Anschliff, ohne Analysator, Lok.: 2 km südwestlich Zaman Kor

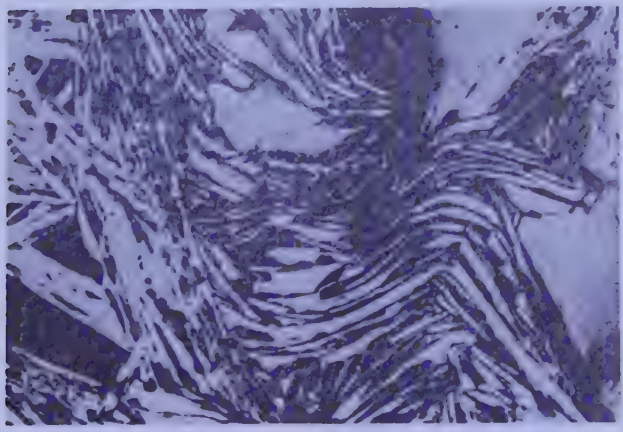

Abb. 34: Probe 38, Vergr. 15fach, gefaltete Hämatitschuppen, Anschliff ohne Analysator

Die feindisperse Imprägnation der kalkigen Bänke weist möglicherweise auf eine synsedimentäre, subaquatisch exhalative Entstehung des Erzes hin. Allerdings fehlen die bei einer solchen Genese häufig auftretenden SiO_2-reichen Sedimente. Einen weiteren Hinweis auf vulkanische Aktivität zur Zeit der Sedimentation der Rotserie geben kalkige Bänke, die im Tal von Tawakh mit einer Mächtigkeit von ca. 30 m anstehen. Es handelt sich um gelb- bis rötlich-braune kalkige Lagen, die im cm bis mm Bereich mit klastischem Material wechsellagern und meist schwache Gradierung zeigen (Abb. 35). Darüber hinaus kommen Schnüre und Linsen von serpentinisiertem Material vor. Eckige Erzkörner, die durch Diffraktometeraufnahme als Hämatit identifiziert wurden, sind in der gesamten Abfolge verteilt. Sie finden sich darüber hinaus jedoch gehäuft in bestimmten Lagen, gleichzeitig steigt die Korngröße an. Grobe, cm-große Gesteinsbruchstücke, meist aus Quarzit, seltener aus Kalk bestehend, sind in unregelmäßiger Verteilung eingestreut, jedoch stets an die hellen kalkigeren Zwischenlagen

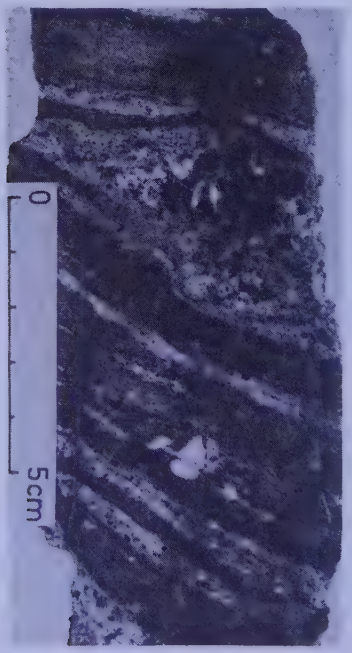

Abb. 35: Probe 58, Anschliff Tawakh-Tal, klastische Lagen wechsellagern mit kalkigen Partien

gebunden, wobei ihre Korngröße gewöhnlich die Mächtigkeit dieser Lagen übertrifft. Im Dünnschliff fällt ein relativ hoher Gehalt an bis zu einem mm großen, unzersetzten und idiomorphen Albiten auf, die lagenweise gehäuft in den kalkigen Partien vorkommen (Abb. 36). Eine Einregelung nach der Kornform ist nicht erkennbar. Würde es sich bei diesen Feldspäten um sekundäre Blasten handeln, sollten sie wie alle anderen blastischen Feldspäte des Arbeitsgebietes reich an Einschlüssen sein. Darüber hinaus sollten bei Bedingungen, die zur Albitblastese ausreichen, auch die Kalzite rekristallisiert sein, was nicht zu beobachten ist. Vielmehr zeigt diese Probe im Gegensatz zum überwiegenden Teil der Gesteine des Arbeitsgebietes überhaupt keine metamorphe Beanspruchung. Deshalb liegt die Vermutung nahe, daß diese Albite aus periodischen untermeerischen vulkanischen Eruptionen stammen, etwa in Form eines Kristalltuffes. Mafitische Minerale, die

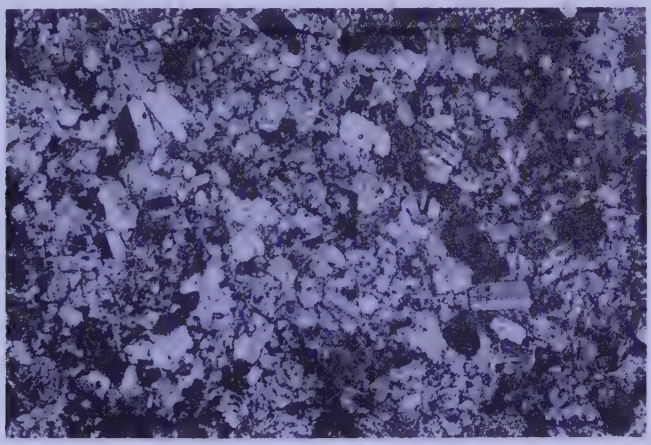

Abb. 35: Probe 58, Vergr. 84fach, idiomorphe Albite in kalzitischer Grundmasse, schwarz: Hämatitkörner, Nic. x, Lok.: Tawakh

eindeutiger auf vulkanischen Ursprung weisen würden, fehlen allerdings völlig, andererseits wurden im Tal von Gawat Vulkanite keratophyrischer Zusammensetzung gefunden (s. S. ff.),

so daß angenommen werden muß, daß der Vulkanismus im Sedimentationsgebiet der Rotserie zumindest lokal oder zeitweise einen natrontrachytischen Chemismus gehabt haben muß.

Im Hangenden dieser kalkigen Bänke folgen 10 m Grünschiefer und 10 bis 20 m Kalkbreccie mit sehr starker Hämatit-Imprägnation.

Trotz längerem Suchens nach Makrofossilien und Untersuchung von Kalkproben mit geringster Metamorphose auf Conodonten, konnte keinerlei Fauna gefunden werden. Eine eindeutige Alterseinstufung dieser Sedimente steht damit immer noch aus, jedoch erscheint die Annahme eines oberdevonischen bis unterkarbonischen Alters nach dem jetzigen Stand der Kenntnisse berechtigt zu sein, zumal auch die Kartierung RESCH (1971) gezeigt hat, daß sich diese Serie mit den gleichen Imprägnationen vom Salang-Unterlauf aus im Ghorband-Tal weit in westlicher Richtung verfolgen läßt, entsprechend den Beschreibungen von HAYDEN (1911) und FURON (1927).

Die Annahme FURONs, daß es sich bei den Serien des Ghorband-Tales um die Hajigak-Serie handelt, gewinnt auch deswegen an Wahrscheinlichkeit, da in derem liegenden Teil an der Typlokalität bedeutende Hämatitlager gefunden wurden (MIRSAD et al. 1968). Sie sind dort ebenfalls vulkanischen Ursprungs und kommen zusammen mit basischen Vulkaniten vor. Vergleichsbegehungen am Hajigak-Paß zeigten darüber hinaus rote Imprägnationen der Kalke, die ihnen das gleiche makroskopische Aussehen wie im Pandshir-Tal geben. Entsprechen aber die Ghorband-Kalke der Hajigak-Serie, dann muß auch die Rotserie des Pandshir-Tales mit dieser identisch sein, da sie die streichende Fortsetzung der Ghorband-Kalke ist.

2.2.2 Die Sedimente am Salang-Oberlauf

Getrennt von den Serien des Pandshir-Tales nehmen nicht- bis schwach metamorphe Sedimente zwischen den Mündungen der Flüsse Walang und Ejah längs des Salang-Flusses einen Streifen ein, der östlich des Flusses eine maximale Ausbißbreite von drei Kilometern erreicht. Im Norden bei Baba Tauda grenzen sie an die Grammatit-Schiefer und an Serpentinite, die aber auch teilweise in sie eingeschuppt sind.

Die nordöstliche Grenze, die jedoch nur in einem Quertal bei Baba Tauda und im Ejah-Tal aufgesucht werden konnte und im übrigen auf den Luftbildern ergänzt wurde, wird von der zentralen Glimmerschiefer-Serie gebildet. Die Luftbildkartierung dieser Grenze ließ sich mit ziemlicher Sicherheit durchführen, da die Sediment-Serie auf dem Luftbild zahlreiche Bankungen zeigt, während die zentralen Glimmerschiefer sehr einförmig und ungegliedert erscheinen. Im Südosten grenzen sie an den Salang-Südgranit.

Die gesamte Serie besteht zum überwiegenden Teil aus klastischen Sedimenten, in die nur wenige kalkige, z. T. marmorisierte Bänke eingelagert sind. Die innerhalb des Verbreitungsgebietes der Sedimente vorkommenden mächtigen Marmorschuppen (s. S. 57 ff.) stehen nicht in unmittelbarem stratigraphischen Verband zu diesen.

In der Fazies gleichen diese Sedimente den Schiefer-Serien des Pandshir-Tales. Die mit jenen in engem Verband stehende Rotserie fehlt hier jedoch. Zumindest ist keinerlei Erzimprägnation festzustellen. Auch hier überwiegen schwarze bis braunschwarze oder dunkelgraue Tonschiefer und sandige Schiefer, die häufig phyllitisiert worden sind, wobei jedoch nicht so hohe Metamorphosegrade erreicht wurden, wie in der Schieferzone südlich des Pandshir-Rud.

Die Serie zeigt im Profil längs der Salang-Straße einen allmählichen Übergang von pelitischem Material im Norden zu gröber klastischem im Süden. Es beginnt bei Baba Tauda im Norden mit reinen bis nur schwach sandigen Tonschiefern, in denen vereinzelt dünne bis max. 0,5 m mächtige boudinierte

Mergel- und Kalklagen vorkommen, welche ohne Erfolg auf Conodonten untersucht wurden. Die Schiefer bilden hier mehrere Falten von jeweils ca. 50 m Wellenlänge. Im mittleren Bereich herrschen braungraue bis schwarze stark flaserige sandige Schiefer vor, in die Quarzitbänke von zunächst geringer Mächtigkeit eingelagert sind. Bei Ahingaran schließlich überwiegen die Quarzitbänke, die hier Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern erreichen, während die Schiefer nur noch geringmächtige Zwischenlagen bilden.

2.3 Magmatische Gesteine

Den Hauptanteil an magmatischen Gesteinen nimmt der zentrale Granodiorit-Pluton ein, der die gesamte Kammregion aufbaut. Ein zweites Granitmassiv findet sich im Süden zwischen Paja und Deh Kolon, weitere kleine Vorkommen liegen an der Grenze zwischen zentralem Gneis und den Sediment-Serien des Pandshir-Tales. Vulkanite treten bis auf zwei Ausnahmen nur in den Sediment-Serien auf.

2.3.1 Vulkanite

2.3.1.1 Serpentinite

Serpentinite treten im Arbeitsgebiet nahezu immer in den sedimentären Serien auf. Sie stecken entweder diskordant oder als konkordante Linsen in den Schiefer-Serien des Pandshir-Tales und in der Rotserie. Besonders gehäuft treten sie zwischen Pandshir-Knie und Zaman Kor (Abb. 30), sowie zwischen Miran Shah und Tawakh-Tal auf. Hier sind Schiefer- und Rotserie von einer Vielzahl großer und kleiner Stöcke und Gänge durchzogen, die meist stark geschiefert und von Harnischflächen durchsetzt sind.

Alle Vorkommen im Pandshir-Tal liegen nahezu auf einer Linie, die parallel zu der Grenze Schiefer-Rotserie in dem eingefalteten Teil der Rotserie verläuft. Mit ihnen sind Metabasite, Grünschiefer und auch der bereits erwähnte Metakeratophyr vergesellschaftet. Zusammen mit den Sedimenten, in denen diese Gesteine stecken (Schiefer, Grauwacken, Kalke), ergibt sich somit das typische Bild eines eugeosynklinalen, ultrabasischen Magmatismus und submarinen Vulkanismus alpinen Stils, so daß die Serpentinite, in bezug auf ihre Genese, als echte Ophiolithe zu bezeichnen sind.

Im Schliff zeigen Proben aus diesem Gebiet ein dichtes, wirres Gefüge von Serpentin mit einzelnen Pennin-Nestern. Aus der Diffraktometer-Aufnahme ergab sich, daß nur Blätter-Serpentin vorkommt. Dieser ist wahrscheinlich durch Antigo-

ritisierung von ursprünglichem Faser-Serpentin während der tektonischen Beanspruchung entstanden.

Ein weiteres größeres Vorkommen liegt nördlich Baba Tauda in der Schiefer- und Quarzit-Serie am Salang-Oberlauf, es reicht nach NW noch in die Grammatitschiefer hinein, kleinere Körper an der Paßstraße, ebenfalls in den Grammatitschiefern, stehen hiermit wohl in Verbindung. Der Serpentinit ist hier, besonders in den kleineren Schuppen oder Linsen, sehr stark geschiefert, zerschert und von Harnisch-Flächen durchsetzt. Das Gestein ist von dunkelgrüner bis fast schwarzer Farbe und an dünnen Bruchrändern hellgrün durchscheinend. Aus einem größeren Stock konnten nicht-geschieferte Proben gewonnen werden, die im Schliff ebenfalls ein stark verfilztes Gefüge von feinblättrigem Serpentin zeigen, in das größere Blätter von Talk eingebettet sind. Daneben kommt im Gegensatz zum Pandshir-Tal Magnesit in größerer Menge vor, der in Form von kleinen Rhomboedern fleckenförmig konzentriert ist. Diese Flecken erscheinen im Handstück als kleine, rostigbraune Punkte. Der Serpentin erwies sich im Pulverdiagramm auch hier ausschließlich als Antigorit.

Als Ausnahme ist ein isoliertes Vorkommen am nördlichen Nebenfluß des Shotol anzusehen, wo im zentralen Gneiskomplex ein nahezu 100 m mächtiger Serpentinit konkordant zur Bankung des Nebengesteins eingeschuppt ist, sowie ein kleines Vorkommen bei Shangul am Salang-Fluß, wo eine stark boudinierte Serpentinit-Lage von max. 1 m Mächtigkeit in den Granat-Glimmerschiefern aufgefunden wurde.

2.3.1.2 Metabasite und Grünschiefer

Ebenfalls an die Rotserie gebunden sind zahlreiche Vorkommen von Grüngesteinen, die je nach ihrer tektonischen Beanspruchung kaum bis sehr stark geschiefert und oft gefältelt sind. In ihrer heutigen Zusammensetzung schwanken sie stark, so zeigen einige noch Reste von grüner Hornblende, während

andere völlig chloritisiert sind. Besonders charakteristisch wird dieser Gesteinstyp von dem Nebengestein der bereits erwähnten Hämatitgänge repräsentiert. Es ist von graugrüner Farbe und schwach geschiefert. Im Schliff zeigt sich noch andeutungsweise ein ophitisches Gefüge von kleinen Feldspatleisten, das von einem kaum geregelten Chloritgefüge durchsetzt wird. Die Chlorite besitzen meist bräunliche bis violette, seltener blaue anormale Interferenzfarben, so daß sie sich lediglich in die große Gruppe der Mg-Fe-Chlorite einordnen lassen. Daneben ist Titanit reichlich in Form von krümeligen Aggregaten vertreten, was möglicherweise ein Hinweis auf das ehemalige Vorhandensein von Titanaugit sein könnte. Erheblich größere Feldspäte als im ophitischen Gefüge der ehemaligen Matrix finden sich in größerer Zahl in Form von Einsprenglingen. Es handelt sich dabei ausschließlich um Albite, die öfters eine Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz zeigen (neben Albit-Gesetz und kombinierten Albit-Periklin-Gesetzen), was auf magmatischen Ursprung schließen läßt. Die Albit-Kristalle sind von einer großen Zahl von Klinozoisit-Nadeln durchsetzt, ein Hinweis auf diaphtoritische Saussuritisierung ehemals kalziumreicher Plagioklase.

In den stark geschieferten Anteilen der Grüngesteine geben einige Proben Grund zu der Vermutung, daß Teile der Grünschiefer aus ehemaligen Tuffiten hervorgegangen sein könnten. So zeigt die Probe 39 aus unmittelbarer Nachbarschaft des oben beschriebenen Gesteins noch einen teilweise schichtigen Aufbau. Feine Bänder, die aus feinkörnigem Quarz bestehen, sind stark gefältelt, halten aber über dem gesamten Schliffbereich durch. Die Zwischenlagen bestehen aus in Richtung der Schieferung geregelten schwach grünlichen Chloriten mit grauen bis bräunlichen Interferenzfarben. Feine Erzpartikel sind ebenfalls auf Flächen angeordnet, die parallel zu diesen Bändern verlaufen.

2.3.1.3 Metakeratophyr

Im Gawat-Tal fand sich zwischen Rukha und dem Dorfe Gawat ein ca. 5 - 8 m mächtiges Band eines grauen, stark brekziösen Gesteins mit reichlicher fleckenförmiger Roteisensteinführung. Es ist parallel zu dem aus Schiefern und Grauwacken bestehenden Nebengestein gelagert und wie dieses verfaltet, zeigt jedoch im Gegensatz zu letzterem keinerlei Schieferungsflächen. Die einzelnen Komponenten der Brekzie bestehen aus eckigen, meist unter 1 cm großen Gesteinsbruchstücken und größeren Roteisenstein-Nestern.

Unter dem Mikroskop zeigte sich, daß das Gestein ausschließlich aus Albit-Tafeln, Bruchstücken eines sehr feinkörnigen Gesteins sowie aus Hämatit besteht. Die Albite (An_{2-5}), die eine durchschnittliche Länge von 0,5 bis 1 mm erreichen, bauen ein völlig regelloses Gefüge auf, das sich mit unregelmäßig begrenzten Arrealen, die aus sehr feinkörnigem Material bestehen, verzahnt. In diesen feinkörnigen Bereichen fand sich an eben noch bestimmbaren Mineralen nur Albit, ein großer Teil blieb jedoch unbestimmt. Es zeigt sich, daß die größeren Albitleisten in die feinkörnigen Bereiche hineingewachsen sind, wodurch sie diesen einen zackenförmigen Umriß gegeben haben. Damit ist wohl anzunehmen, daß das gröbere Albitgefüge in Form von Sammelkristallisation auf Kosten des feinkörnigen gewachsen ist. Als Keime für diese Kristallisation können primär größere Albit-Einsprenglinge gedient haben, zumal auch hier wieder komplexe Zwillingsgesetze sehr häufig sind. Desgleichen sind wahrscheinlich auch die Hämatit-Kristalle, die in Zwickeln des Albitgefüges angesiedelt sind, durch Sammelkristallisation aus Erz hervorgegangen, von dem in den feinkörnigen Bereichen die Intergranulare vollständig besetzt ist (Abb. 36).

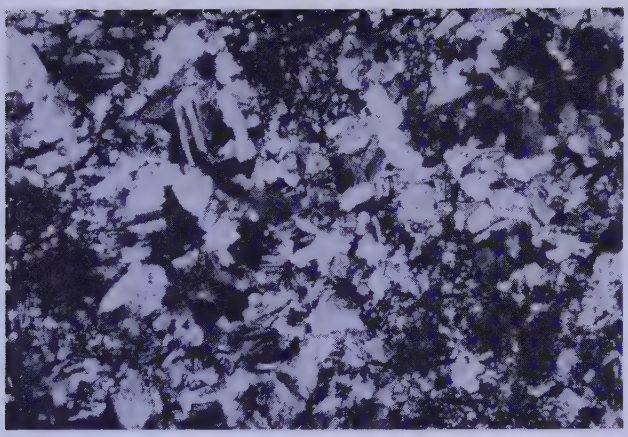

Abb. 36: Probe 62, Vergr. 28 fach, regelloses Albitgefüge (tafelförmig) mit Hämatit in Zwikkeln (schwarz) und teilweise resorbierten Gesteinsbruckstücken (feinkörnige Bereiche) Nic. 70°, Lok.: 1 km südlich Gawat

Eine chemische Analyse ergab:

Probe 62

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Summe
59.30	0.79	17.48	7.48	0.64	1.57	9.75	0.16	0.18	97,30 %

Auffallend an diesen Analysenwerten ist der hohe Gehalt an Na_2O von 9.75 %. Rechnet man die Werte für SiO_2, Al_2O_3 und Na_2O in Molekularzahlen nach BURRI (1959) um, so ergibt sich:

SiO_2	Al_2O_3	Na_2O (incl. 2 K_2O)
987	171	159

Da diese drei Oxide im Albit im Verhältnis

6 : 1 : 1

zueinander stehen, ergibt sich unter der Annahme, daß das gesamte Na_2O für Albit verbraucht wurde:

	$1\ Na_2O$	:	$1\ Al_2O_3$	:	$6\ SiO_2$
Theoretisches Verhältnis für Albit	159	:	159	:	954
Wirkliches Verhältnis im Gestein	159	:	171	:	987
			$\pm$ 12		$\pm$ 33

Da noch 1,57 % CaO gemessen wurden (von dem ein Teil aber sicher in sekundärem Kalzit stecken muß), mag der Rest von 12 Al_2O_3 noch für die geringen Mengen Anorthit verbraucht worden sein, so daß lediglich 21 Mole SiO_2 = 0,73 % nicht an Feldspat gebundene Kieselsäure übrigbleiben. Dieser Wert liegt bereits innerhalb der Fehler-Toleranz des SiO_2-Nachweises.

Das Ergebnis dieser Analyse zeigt also deutlich, daß das gesamte Gestein, auch die angelösten feinkörnigen Gesteinsbruchstücke, in denen sich die Körner nicht mehr mikroskopieren ließen, im silikatischen Anteil ausschließlich aus Albit besteht und keine freie Kieselsäure enthält. Unter der Voraussetzung, daß keine SiO_2-Wegfuhr bei der Albit-Bildung erfolgt ist, kann es sich nicht um eine epizonale Albitisierung in ehemaligen Sedimentgesteinen handeln, in diesem Fall bliebe nur eine vulkanische Herkunft übrig.

Es hat sich wahrscheinlich um ein Natron-trachytisches Magma gehandelt, möglicherweise durch Differentiation aus dem Magma entstanden, daß die basischen Vulkanite der Rotserie und der Schieferserie geliefert hat.

Da die Gesteinsbruchstücke, die wohl als Reste des ursprünglichen vulkanischen Gesteins anzusehen sind, durchweg extrem feinkörnig sind, muß diesessehr schnell abgekühlt sein. Gleichzeitig oder wenig später ist der Intergranularraum durch Exhalationen mit Eisenerz imprägniert worden. Später, wahrscheinlich während der tektonischen Durchbewegung, fand dann eine Sammelkristallisation der Albite und des Hämatites statt.

Unklar bleibt das brekziöse Aussehen und die Tatsache, daß sich im Gegensatz zum Nebengestein keinerlei Schieferung

erkennen läßt. Das Erste ließe sich entweder mit der hohen Viskosität eines solchen Magmas erklären, die das Gestein bei Druckentlastung zerbrechen läßt oder durch Kataklase bei beginnender Tektonik. Das Zweite, das Fehlen einer Schieferung, würde an sich für posttektonischen Vulkanismus sprechen, das ist aber unwahrscheinlich, da erstens auf der gesamten Hindukush-Südflanke (soweit bekannt) ein solcher nirgends gefunden wurde und da zweitens die Lagerung nicht nur schichtparallel, sondern auch konkordant zur Faltung ist. Vermutlich hat die starke Sammelkristallisation der Albite erst spättektonisch, vielleicht nach vorhergehender Mylonitbildung, eingesetzt und so alle tektonischen Elemente ausgelöscht. Das bei der Umkristallisation noch tektonische Bewegungen wirksam waren, zeigt die häufige bruchlose sigmoidale Verbiegung der Albite.

Auf Grund seines Chemismus soll dieses Gestein als Metakeratophyr bezeichnet werden, wobei der Begriff Keratophyr im Sinne ROSCHENBUSCHs (1908, 1922) aufzufassen ist.

2.3.2 Plutonite

2.3.2.1 Der zentrale Granodiorit

2.3.2.1.1 Ausdehnung und Tiefenlage

Die Gipfelregion des Gebietes wird von einem ausgedehnten Pluton eingenommen, der auf der (nicht bearbeiteten) Nordseite teilweise bis fast an den Gebirgsfuß herunterreicht (z. B. an der Paßstraße südlich Khenjan). Dieser Pluton bildet orographisch den zentralen Teil des Gebirges (s. a. Kartierung RESCH 1972) und setzt sich sehr wahrscheinlich, indem er der Bogenform der Gebirge folgt, in die großen Plutone des Karakorum fort (s. S. 20, Abb. 5).

Im Arbeitsgebiet wurde die südliche Grenze des Plutons in folgenden Tälern aufgesucht: Salang, Walang, Ejah, westl. Shotolzufluß, Shotol und Gawat. Die Verbindungen wurden auf

dem Luftbild auskartiert. Diese Südgrenze nimmt mit einigen Ausbuchtungen einen allgemeinen West-Ost-Verlauf und liegt auf einer durchschnittlichen Höhe von 3.500 m üNN. Am Shotol-Oberlauf reicht die Grenze auf beiden Seiten des Tales ca. 3 km weit nach Süden herunter.

Ein kleiner Granitstock, der seiner Ausbildung nach dem Pluton ähnlich ist, findet sich im mittleren Teil des Piawasht-Tales als Intrusion in der Rotserie. Zwei weitere Vorkommen, die tektonisch in Metamorphite eingeschuppt sind, finden sich bei Ru-i-Darra im Shotol-Tal. Daß es sich zumindest an der Südgrenze um echte Intrusivkontakte handeln muß, zeigen die zahlreichen kontaktmetamorphen Bildungen, wie die Grammatitschiefer, die im Westen unmittelbar an den Kontakt heranreichen und in unmittelbarer Nähe des Plutons Granat führen und im Osten in geringer Entfernung von ihm verlaufen, sowie die Olivin-Talk-Grammatit-Felse am Beginn des Salang-Passes und im oberen Gawat-Tal.

In der Gegend des Salang-Passes stecken auch mehrere große Gneis- und Marmorschollen im plutonischen Material, wobei der Marmor, der die Paßstraße in Höhe der ersten Strassengalerie unterhalb des nördlichen Tunnelausganges quert, eine deutliche Muldenstruktur zeigt. Auf dem Luftbild liessen sich mehrere solcher Schollen feststellen. Offensichtlich handelt es sich hier um einen Teil des Pluton-Daches.

Die Grenze des Plutons scheint in nicht allzu großer Tiefe unter dem Teil des Arbeitsgebietes zu stecken, der von Ejah und Pandshir seitlich begrenzt wird. Hierauf deuten mehrere Beobachtungen hin:

-- Der Kontakt verläuft im oberen Shotol-Tal äußerst flach (Abb. 37) und läßt sich auf beiden Talflanken in gleichbleibender Höhenlage über 2 km nach Norden verfolgen.
-- Einzelne Stöcke und Schuppen treten weiter im Süden wieder zu Tage (Piawasht-Tal und Ru-i-Darra).
-- Große Teile des Gebietes werden von zahlreichen Pegmatitschwärmen durchzogen (auf der geologischen Karte sind nur die größeren dargestellt).

-- Kontaktmetamorphe Bildungen (richtungslos gesproßte Amphibole, Epidot und Diopsid) in den Schiefer-Serien des Pandshir-Tales und in der Rotserie lassen sich nur als Einwirkung des Plutons erklären.
-- Turmalin kommt in fast allen Gesteinsserien, besonders aber auch in der Schiefer-Serie und in der Rotserie vor (Abb. 38).

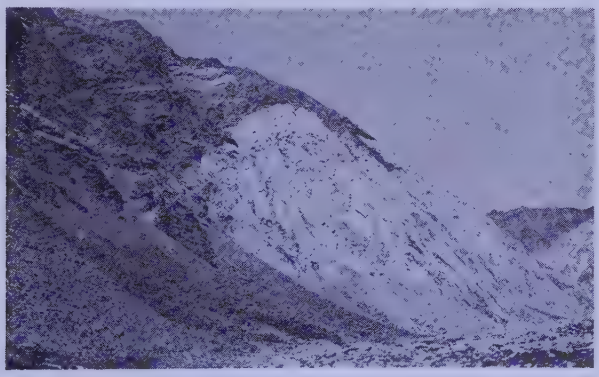

Abb. 37: Kontakt zwischen Zentral-Pluton (hell) und zentralen Gneisen (dunkel) mit zahlreichen Pegmatitgängen. Oberes Shotol-Tal, Blick nach NW

Der Turmalin (es herrschen bräunliche bis olivgrüne sowie bläuliche Farbtöne vor) ist immer idiomorph und frisch und daher vermutlich posttektonisch gebildet. Zumindest ist mit Sicherheit auszuschließen, daß er während der Sedimentation in das Gestein gekommen ist (Abb. 38). Somit lassen sich alle Turmalin-Neubildungen durch Einflüsse aus der pneumatolytischen oder pegmatitischen Phase des Plutons deuten.

Eine weitere Neubildung, die auf Kontaktwirkung hindeutet, ist der Skapolith. Er wurde außer in Proben, die vom Salang-Südpluton beeinflußt sein können, in Form von mehrere cm lagen stengeligen Kristallen in großer Zahl in einem rekristallisierten mergeligen Kalk der Rotserie unmittelbar am Pandshir Fluß ca. 3 km südwestlich Rukha gefunden (9 km vom Kontakt zum Pluton und 5,5 km vom Granitstock des Piawasht-Tales entfernt) (Abb. 40).

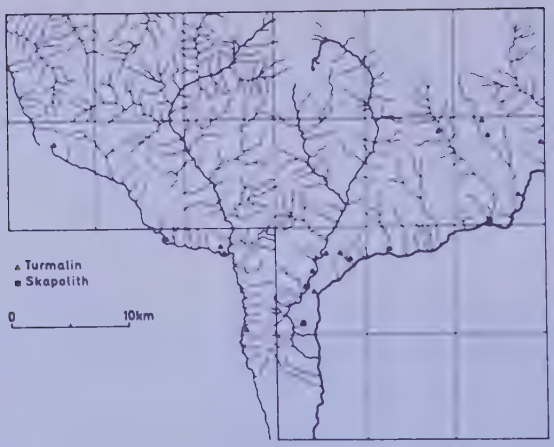

Abb. 38: Verteilung von Turmalin und Skapolith führenden Proben im Arbeitsgebiet

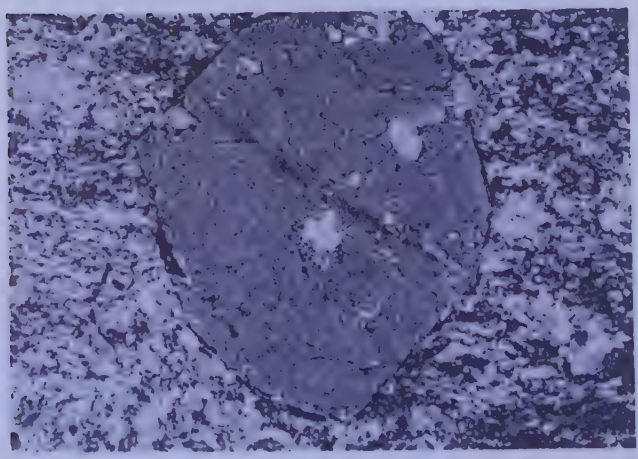

Abb. 39: Probe 84, Vergr. 27fach, idiomorpher Turmalin in Glimmerschiefern, Nic. 70°
Lok.: 3 km südlich Ru-i-Darra

Die Kristalle sind im Handstück dunkel gefärbt, im Dünnschliff aber farblos.

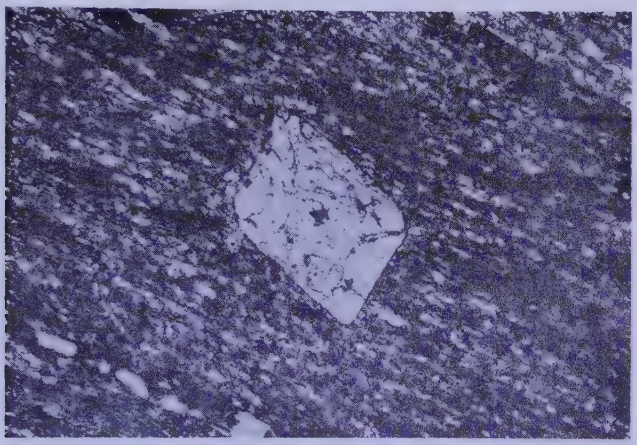

Abb. 40: Probe 74, Vergr. 11fach, Skapolith-Idioblast in plattig geregeltem, rekristallisiertem Kalk, Internstruktur = Externstruktur, Nic. 70°, Lok.: 3 km südwestlich Rukha (Pandshir-Fluß)

Unter dem Mikroskop ist deutlich zu erkennen, daß das s-Gefüge der Kalzitkörner, erkennbar an durchziehenden Pigmentlagen sehr feinkörnigen Erzes, ohne Versatz oder Drehung durch die Skapolith-Idioblasten hindurchläuft, d. h. diese müssen posttektonisch gebildet worden sein.

2.3.2.1.2 Die petrographische Ausbildung des zentralen Granodiorites

2.3.2.1.2.1 Die makroskopische Ausbildung

Das Gestein des Plutons zeigt in der Gipfelregion immer das gleiche makroskopische Bild, während es in den kleineren südlichen Vorkommen etwas anders ausgebildet ist. Großflächig betrachtet besitzt es eine weißliche, selten eine rötliche, stellenweise aber auch eine dunklere graue Farbe.

Am Salang-Paß selbst enthält der Pluton zahlreiche dunkle, meist gerundete schlierenförmige Einschlüsse von einigen cm bis dm Größe, die fleckenförmig sehr stark angereichert sein können. Auf der Hindukush-Nordflanke, im mittleren Khenjan-Tal (außerhalb des Kartierungsgebietes) konnte beobachtet werden, daß diese dunklen Schlieren bankartig angeordnet sind, wobei die "Bänke" ein nördliches Einfallen besitzen. Hieraus mag die Vermutung abgeleitet werden, daß es sich um nicht vollständig resorbierte Reste eines möglicherweise schichtigen Nebengesteins handeln könnte. Etwas Ähnliches konnte im Osten nicht beobachtet werden. Dort ist das Material durchweg homogen.

Das Gestein ist durchweg holokristallin und mittelkörnig, stellenweise auch grobkörnig. Im Handstück läßt sich reichlicher Quarzgehalt erkennen, die Gehalte an Biotit und besonders Hornblende variieren stark. Feldspat, teilweise recht großwüchsig und nahezu idiomorph, läßt sich ebenfalls im Handstück erkennen.

Die dunklen Schlieren sind wesentlich feinkörniger und zeigen makroskopisch lediglich ein dichtes verfilztes Gefüge von kleinwüchsiger Hornblende und etwas Quarz als Zwickelfüllungen.

2.3.2.1.2.2 Der mikroskopische Befund

In allen Proben überwiegt der Plagioklas. Er ist gewöhnlich hypidiomorph bis idiomorph und in Proben aus dem westlichen Teil sehr stark serizitisiert, während er im Osten meist frisch ist. Er zeigt immer einen ausgeprägten Zonenbau, wobei der An-Gehalt generell nach außen abnimmt. Es wurden An-Gehalte gemessen, die im Extremfall in einem Korn von An_{10} (außen) bis An_{45} (Zentrum) reichen (Abb. 41). Durchschnittlich liegen sie bei An_{10} bis An_{25}. Meist nimmt der An-Gehalt vom Zentrum aus kontinuierlich ab, jedoch zeigen einige Plagioklase auch eine stufenförmige Änderung des An-Gehaltes, wobei in einigen wenigen Fällen das Maximum nicht im Zentrum,

sondern zwischen Rand und Mitte liegt, in diesen Fällen hat die Kristallisation mit inversem Zonarbau begonnen, der dann von normalem abgelöst wurde.

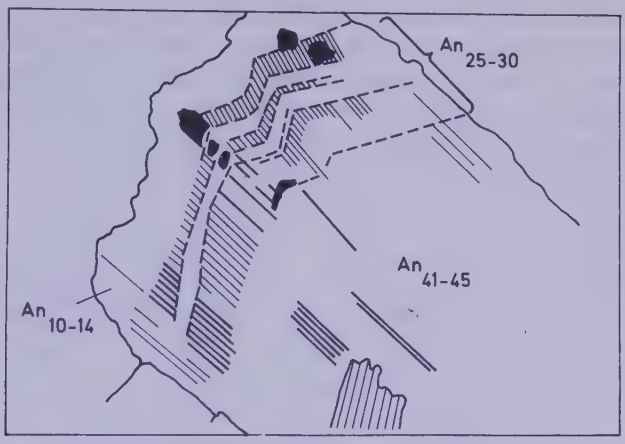

Abb. 41: Zonargebauter Plagioklas Probe 19, südlicher Ausgang des Salang-Tunnels, Vergr. 33fach

Kalifeldspat kommt sowohl als Orthoklas als auch als Mikroklin vor. In Proben vom nördlichen Tunnelausgang wurde ausschließlich Mikroklin gefunden, in allen anderen Proben kommen beide nebeneinander vor. Der Mikroklin ist immer frisch und zeigt keine Einschlüsse, während der Orthoklas, der immer stark perthitisch ist, sehr häufig Einschlüsse von Plagioklas sowie Biotit und Quarz enthält. In allen Proben finden sich Myrmekite, die von den Korngrenzen des Orthoklas zum Plagioklas aus in den Kalifeldspat hineinwachsen.

Quarz ist in allen Proben vorhanden, er ist immer klar und zeigt meist leichte undulöse Auslöschung. Gelegentlich enthält auch er Einschlüsse von kleinen Plagioklasen.

An dunklen Gemengteilen ist immer Biotit in Form von größeren Blättern vorhanden. In frischem Zustand zeigt er einen Pleochroismus mit tiefbraunen bis fast schwarzen Farben senkrecht zu X. Pleochroitische Höfe um Zirkon-Einschlüsse sind häufig. Der größere Teil der Biotite, besonders

im östlichen Teil zeigt beginnende bis fast vollständige Chloritisierung, durch die auch der z. T. beträchtliche Gehalt an Titanit, sowie die zuweilen in den Biotiten zu beobachtenden Sagenit-Gitter erklärt werden können. Grüne Hornblende wurde in einigen Proben von der Nordseite gefunden, jedoch immer nur in unmittelbarer Nähe der dunklen Einschlüsse. Die modale Zusammensetzung wurde in drei Proben untersucht (s. Tabelle 2 S. 93).

Tabelle 2: Die modale Zusammensetzung des zentralen Granodiorites

	Probe 18 nördlicher Tunnelausgang		Probe 19 südlicher Tunnelausgang		Probe 203[x] oberes Shotol-Tal		
	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	abs. Fehler	Mittel-wert
Quarz	32,8	2,1 %	18,0	2,3 %	35,1	1,6 %	28,6
Plagioklas	44,7	1,8 %	49,1	1,7 %	34,7	1,6 %	42,8
Kalifeldspat	17,0	2,3 %	21,6	2,3 %	19,0	1,7 %	19,2
Biotit (+ Chlorit)	5,1	2,5 %	11,2	2,3 %	10,7		9,0
Muskowit	-		-		0,3		
Hornblende	0,3		-		-		
Titanit	0,1		0,2		0,2		
Apatit	-		-		Sp.		
Summe	100,0		100,1		100,0		

---

x) Probe 203 enthält 2 Integrationen in 2 senkrecht aufeinander stehenden Schliffen

Im Dreistoffsystem Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas liegen diese drei Proben im Granodiorit-Feld (s. Abb. 42).

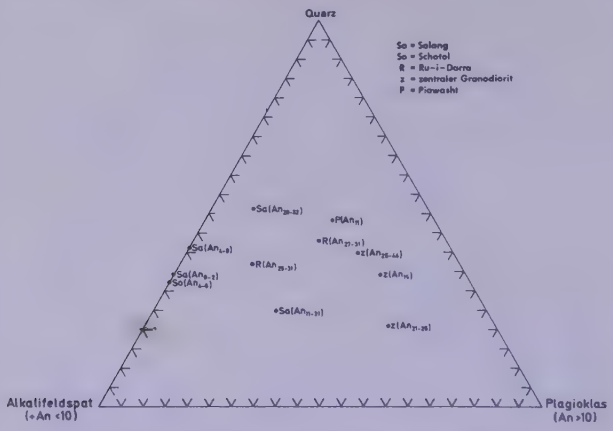

Abb. 42: Modales Dreistoffdiagramm Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas nach STRECKEISEN (1967) granitische Gesteine des Arbeitsgebietes

Chemische Analysen ergaben:

	Probe 19	Probe 203
SiO_2	68,23 %	69,93 %
TiO_2	0,35 %	0,30 %
Al_2O_3	15,62 %	15,92 %
Fe_2O_3	3,22 %	3,05 %
MgO	1,03 %	0,77 %
CaO	2,64 %	2,78 %
Na_2O	4,52 %	3,16 %
K_2O	3,38 %	3,77 %
P_2O_5	0,03 %	0,14 %
Summe	99,02 %	99,82 %

Da der zentrale Pluton eine sehr einheitliche Ausbildung aufweist, soll der gesamte Gesteinskomplex aufgrund dieser Modalanalysen als Granodiorit bezeichnet werden, was auch mit dem qualitativen Geländebefund übereinstimmt.

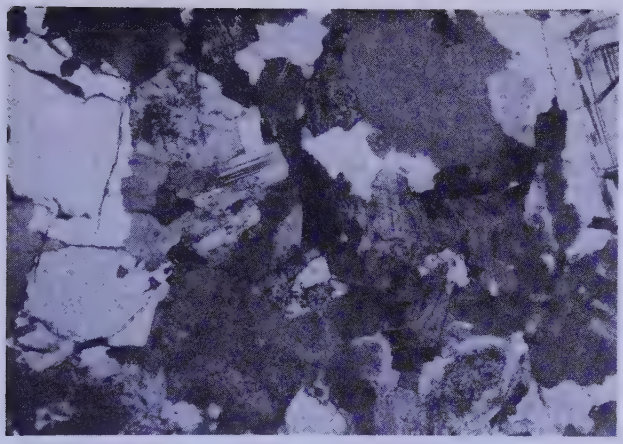

Abb. 43: Probe 203, Vergr. 11fach, Granodiorit, Quarz (klar), Mikroklin (verzwillingt), Plagioklas (Zwillingsstreifen, serizitisiert), Biotit (dunkel), Nic. 80°
Lok.: oberes Shotol-Tal

2.3.2.2 Die kleineren (südlichen) Granitvorkommen

2.3.2.2.1 Der Granitstock des Piawasht-Tales

Dieses granitische Gestein ist im oberen Piawasht-Tal auf etwa 0,3 km^2 oberflächlich aufgeschlossen. In seiner Umgebung finden sich noch einige sehr kleine Vorkommen. Die Kontakte zum Nebengestein sind hier steil. Das Gestein unterscheidet sich deutlich vom zentralen Granodiorit. Im frischen Bruch zeigt es rötliche Farbtöne, angewittert graue bis bräunliche. Es ist feinkörniger und von einheitlicher Korngröße. Darüber hinaus besitzt es im Gegensatz zum zentralen Granodiorit eine beginnende Gneistextur. Weiter fällt makroskopisch schon die deutliche Muskowitführung auf.

Im Schliff zeigt sich, daß das Gestein einer starken Kataklase unterworfen war. Die Quarze sind teilweise noch recht groß und nur wenig suturiert, aber undulös auslöschend, ein großer Teil ist jedoch in ein Haufwerk von kleinen Quarztrümmern zerlegt, die fleckenförmig gehäuft vorkommen oder

in Form von Bändern um die noch intakten Körner herumziehen.

Der Kalifeldspat besteht zum überwiegenden Teil aus Mikroklin, der Rest ist perthitischer Orthoklas, auch er zeigt, allerdings in kleinerem Maße, ähnliche kataklasische Phänomene wie der Quarz.

Der Plagioklas unterscheidet sich deutlich von dem des zentralen Granodiorit, er ist nicht zonar gebaut, und es wurde nur ein Anorthitgehalt von An_{11} gemessen. Er ist immer frisch und zeigt häufig schwache Verbiegungen der Zwillingslamellen.

Biotit ist häufig sehr stark ausgebleicht und ebenso wie der recht großwüchsige Muskowit verbogen oder zerbrochen.

Akzessorisch kommen Turmalin, Apatit und Zirkon vor. Die modale Zusammensetzung ist in Tabelle 3 (Probe 111) dargestellt.

Die makroskopisch festzustellende Anlage eines allerdings noch sehr unebenen und um die Körner herumlaufenden s-Flächengefüges sowie das mikroskopische Korngefüge zeigen deutlich, daß das Gestein noch postkristallin deformiert worden ist oder zumindest spätkinematisch intrudiert sein muß.

Im modalen Dreistoffdiagramm Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas (Abb. 42) liegt die Probe (P) auf einer Linie mit den Proben des zentralen Granodiorites, allerdings wesentlich näher am Quarzpol, wenn man nicht den Plagioklas mit nur An_{11} zu den Alkali-Feldspäten schlägt.

Aus dem Modalbestand und aus der Nähe zum Pluton ist zu schließen, daß es sich bei diesem Granitstock um ein randliches, fast intermediäres Differentiat des zentralen Granodiorites handelt, das bereits leicht pegmatitisch ist, worauf der relativ hohe Muskowitgehalt und die Turmalin-Führung hindeuten.

2.3.2.2.2 Die Granitschuppen von Ru-i-Darra

Nördlich und südlich des Dorfes Ru-i-Darra am Shotol finden sich zwei in NE-SW-Richtung getreckte, je etwa 2,5 km lange und max. 500 m breite Vorkommen granitischen Gesteins, die im Gegensatz zu dem Granitstock des Piawasht-Tales, der offenbar mit unmittelbarem Intrusivkontakt an das Nebengestein grenzt, mit einer, zumindest im Liegenden sichtbaren, Aufschiebungsbahn, in die zentrale Gneise eingeschuppt sind. Sie zeigen in Nähe der Aufschiebung eine Gneistextur, die sich jedoch mit steigender Entfernung von der Aufschiebung sehr schnell wieder verliert (Abb. 44).

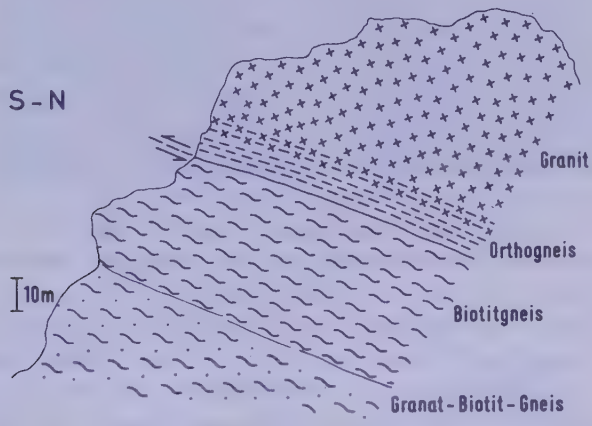

Abb. 44: Halbschematisches Profil durch die südliche Granitschuppe und die liegenden Gneise, 2,5 km südöstlich Ru-i-Darra, Shotol

An der Basis zeigt das Gestein dunkelgraue Farbtöne und ist durchsetzt von in Richtung der Gneistextur gestreckten rostigbraunen Flecken. Es ist feinkörnig, von einheitlicher Korngröße und kann als Orthogneis angesprochen werden. Diese gut geregelte Zone hat eine Mächtigkeit von ca. 8 - 12 m.

Unter dem Mikroskop fällt auf, daß die hellen Gemengteile ein ausgesprochenes Pflastergefüge bilden, mit ungefähr gleich großen und von ebenen Flächen begrenzten Körnern,

während die dunklen Anteile in dünnen, nicht durchhaltenden Lagen sehr gut geregelt sind. Quarz und Feldspat kommen ungefähr gleich häufig vor. Der Quarz zeigt eine nur recht grobe Felderteilung und schwache undulöse Auslöschung. Nur sehr vereinzelt finden sich Areale mit feinkörnigerem kataklastischen Quarz.

Die Feldspäte wirken frisch, sind nicht kataklstisch und meist frei von Fremdeinschlüssen, es handelt sich fast ausschließlich um Orthoklas, der auch kaum perthitisch ist.

An dunklen Gemengteilen kommt nur Biotit vor, der jedoch fast vollständig chloritisiert ist. Muskowit ist häufig, er ist großwüchsig und tritt fast nur als Querglimmer auf, zeigt jedoch keine erkennbare Regelung. Oft bildet er Symplektit-Gefüge mit Quarz. Da er die Biotite quer durchsetzt, muß er jünger sein als diese. Des öfteren zeigen sich schwache Verbiegungen der Muskowite, die an den Biotiten nicht festgestellt werden konnten.

An Akzessorien kommen Apatit und Titanit vor.

In dem darüberliegenden ungeregelten Bereich ist das Gestein von hellgrauer Farbe mit einem Stich ins Rötliche. Es ist hier wesentlich grobkörniger und zeigt die gewohnte granitische Textur.

Im Schliff herrschen ähnliche Verhältnisse wie im zentralen Granodiorit. Quarz bildet große nur schwach undulöse Körner, Kalifeldspat tritt als Orthoklas und als Mikroklin auf, in beiden Fällen ist er stark perthitisch und reich an Einschlüssen von Biotit und Plagioklas. Plagioklas zeigt zu einem Teil ausgeprägten Zonarbau mit kontinuierlicher Abnahme des An-Gehaltes zum Rand hin.
Im Extremfall wurde in einem Korn

An_{31} (Kern)
An_{4} (Rand)

gemessen. Der andere Teil der Plagioklase ist oft in Felder mit unterschiedlicher Richtung der Zwillingslamellierung zerlegt oder zeigt Rupturen und Verbiegungen der Zwillingslamellen (Abb. 45). Der Biotit hat einen Pleochoismus von hell- bis dunkelrotbraun. Eine beginnende Chloritisierung deutet

sich durch Entmischung des Titangehaltes in Form von sehr schönen Sagenitgitter aufbauenden Rutilnadeln auf den Basisflächen der Biotite an. Die modale Zusammensetzung zeigt Tabelle 3 (Probe 92).

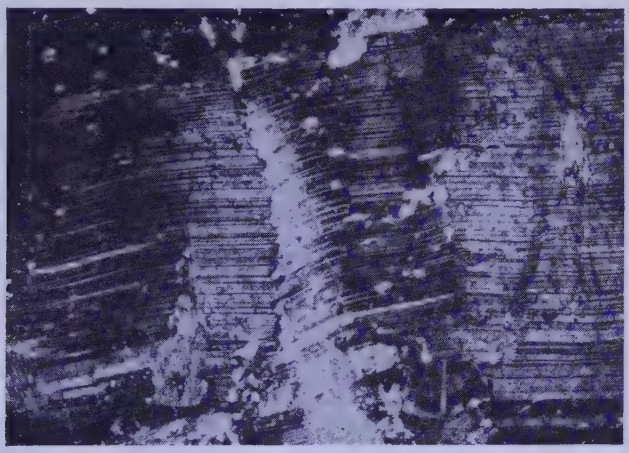

Abb. 45: Probe 92, Vergr. 27fach, Ausschnitt aus einem Plagioklas, die Zwillingslamellen sind verbogen und an Brüchen abgeknickt, südliche Granitschuppe, Nic. x
Lok.: 1 km südlich Ru-i-Darra

Die chemische Analyse ergab:

	Probe 92	Probe 95
SiO_2	69,82 %	69,39 %
TiO_2	0,79 %	0,19 %
Al_2O_3	15,40 %	16,73 %
Fe_2O_3	2,32 %	1,76 %
MgO	0,66 %	0,40 %
CaO	1,95 %	1,21 %
Na_2O	3,95 %	5,44 %
K_2O	4,14 %	2,14 %
P_2O_5	0,10 %	0,09 %
Summe	99,13 %	98,34 %

(Die Probe 95 stammt aus einem aplitischen Gang.)

Auch hier fanden sich wieder dunkle Schlieren, die aber keine rundlichen sondern langgestreckte Formen mit unregelmäßig begrenzten Rändern zeigten.

Sie bestehen zu etwa gleichen Teilen aus hellen und dunklen Gemengteilen. Die Biotite lassen noch Reste einer Regelung erkennen. Daneben kommen poikilithische farblose Amphibole vor, die die Biotite durchsetzen und somit jünger als diese sind.

In den hellen Anteilen läßt sich ein älteres Pflastergefüge aus Quarz und Feldspat (überwiegend Plagioklas) von jüngeren Plagioklas-Blasten unterscheiden, die derart von Tropfenquarz durchsetzt sind, daß ausgesprochene Siebstrukturen gebildet wurden.

Alle diese Phänomene deuten darauf hin, daß es sich um umgewandelte, unvollkommen resorbierte Schollen von nicht granitischem Material, möglicherweise sogar vom unmittelbaren Nebengestein selbst, handeln muß.

Die Granitschuppe nördlich Ru-i-Darra besteht aus aplitischem Material, das im frischen Bruch leicht rötliche Farben hat. Sie ist von zahlreichen Harnischflächen durchsetzt.

Im Schliff fällt auch hier ein stark kataklastisches Gefüge auf. Die Plagioklase (An_{25-31}) zeigen wieder Verbiegungen der Zwillingslamellen und Rupturen, die manchmal sogar auseinander klaffen und dann mit Quarz verheilt sind. Sie sind meist mit kleinen Muskowiten gefüllt, die häufig parallel zu den Spaltrissen angeordnet sind. Reichlich vorkommender Orthoklas enthält neben Tropfenquarzen die gleichen Einschlüsse, während der Mikroklin klar ist. Quarz findet sich einmal in größeren Körnern mit stark undulösen Feldern, zum andern in Haufwerken von kleinen zerbrochenen Körnern. Der Muskowit ist auch hier wieder die jüngste Bildung. Er durchsetzt die anderen Korngefüge ungeregelt. Biotit tritt stark zurück, dafür tritt jedoch erstmals Granat auf, der ebenfalls stark zerbrochen ist und keine Interstruktur zeigt. Die modale Zusammensetzung zeigt Probe 98 (Tabelle 3).

Tabelle 3: Die modale Zusammensetzung von Proben der kleineren Granitvorkommen

	Probe 92 südliche Granitschuppe		Probe 98 nördliche Granitschuppe		Probe 111 Granitstock von Piawasht	
	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	abs. Fehler	Vol.-%	abs. Fehler
Quarz	38,7	1,6 %	34,5	2,1 %	42,5	1,5 %
Plagioklas	25,7	1,6 %	15,1	2,5 %	25,5	1,5 %
Kalifeldspat	25,4	1,6 %	43,8	1,7 %	20,3	1,6 %
Biotit	8,0	2,0 %	1,0	1,0 %	-	
Muskowit	2,3		5,5	2,3 %	11,4	1,7 %
Turmalin	-				0,1	
Apatit	-				0,2	

2.3.2.3 Der Salang-Südgranit

2.3.2.3.1 Geländebefund

Ein weiteres größeres Vorkommen granitischen Gesteins findet sich am Südwestende des Arbeitsgebietes, es wurde von RESCH (1971) als "Salang-Südpluton" bezeichnet und ist bereits bei HAYDEN (1911) und BRÜCKL (1935) erwähnt. Er ist im Grenzbereich zwischen zentralen Gneisen und den sedimentären Serien eingedrungen und erstreckt sich noch weiter nach Westen (RESCH 1971). Zahlreiche, z. T. sehr kleine Granitstöcke stecken in der Umgebung des Dorfes Deh kolon am Shotol in der Rotserie und in Granat-Glimmerschiefern. Ferner wurden zwei Granite südöstlich Deh kolon gefunden, die tektonische Kontakte zeigen und auf der Grenze zwischen Rotserie und Kalkphylliten sowie Rotserie und Pandshir-Kristallin eingeschuppt sind.

Der Salang-Südgranit unterscheidet sich ganz wesentlich vom zentralen Pluton. Er besteht aus sehr unterschiedlichen Gesteinstypen und ist sehr stark durchsetzt von kaum oder nur unvollkommen resorbierten Schollen des Nebengesteins, die z. T. recht groß sein können und dann noch ihr ganzes Inventar an Bankung und tektonischen s-Flächen zeigen. Diese xenolithischen Gesteine lassen sich immer den aus der Umgebung bekannten Serien zuordnen. Ein weiterer Unterschied ergibt sich aus der häufig auftretenden pegmatitischen Ausbildung sowie aus der intensiven Durchsetzung des Gesteins mit pegmatitischen Gängen (Abb. 46).

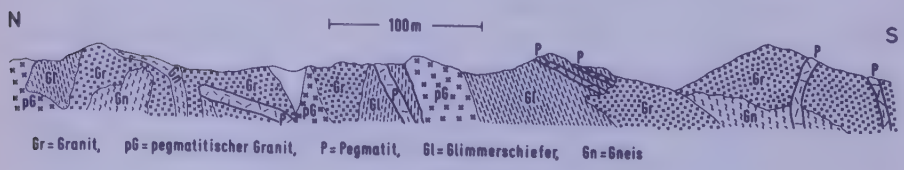

Abb. 46: Profil längs der Salang-Straße südlich Paja aus dem randlichen Bereich des Salang-Südgranites

Schon im Handstück zeigt das Gestein sehr unterschiedliche Ausbildung. Gewöhnlich ist es grobkörnig, aber randlich oder in den kleineren Granitstöcken und Schuppen kann es auch feinkörnig werden. Meist ist das Gefüge regellos, es kommen aber auch Gebiete mit einer deutlichen Restregelung vor, die sich dann auch in der Mineralführung unterscheiden und wohl aus resorbierten Schollen von Nebengestein hervorgegangen sind. Die Farbe ist meistens schwach rötlich bis bräunlich, kann aber auch in weiße bis graue Farbtöne übergehen. Der Gehalt an dunklen Gemengteilen schwankt ebenfalls stark. Manchmal ist das Gestein reich an dunklen Glimmern oder auch an Hornblende, welche man jedoch nur in der Nähe von Fremdeinschlüssen findet, mal fehlen diese völlig und es tritt Hellglimmer auf oder beide Glimmer kommen zusammen vor. In den pegmatitischen Bereichen fällt neben den großwüchsigen Feldspäten und Muskowiten eine recht große dunkle Hornblende auf, die fleckenförmig sehr stark angereichert sein kann. Diese Hornblende wurde seinerzeit von HAYDEN irrtümlich als "Schörl" angesprochen, und infolgedessen wurde das Gestein als "Schörl-Granit" bezeichnet.

2.3.2.3.2 Mikroskopische Ausbildung

Wegen der starken Kontamination dieses Granites war es schwierig, Proben zu nehmen, die die normale Zusammensetzung des Gesteins repräsentieren. Über den ganzen Bereich ist jedoch die schwach rötliche, mittel- bis grobkörnige Ausbildung mit sehr wenigen Mafiten am häufigsten. Sie enthält im Schliff meist recht große Quarze oft mit Felderteilung und undulöser Auslöschung, die in einigen Proben beginnendes Pflastergefüge zeigen. Etwa gleich häufig findet sich Orthoklas, der ebenfalls Anzeichen einer Kataklase zeigt. Er ist in verschieden auslöschende Felder geteilt und zuweilen nach der Spaltbarkeit zerbrochen, wobei die Risse gewöhnlich von Albit verheilt sind. In allen Proben erwies sich der Orthoklas als stark perthitisch, es herrschen spindeli-

ge Perthite neben Aderperthiten vor, wobei speziell in den kataklastischen Kristallen bis zu drei verschiedene Richtungen der Perthite festgestellt werden konnten. An Einschlüssen finden sich oft Tropfenquarze, als weiteres Anzeichen für deuterische Bildung. Mikroklin-Gitterung zeigt sich oft zunächst nur randlich, kann aber auch den gesamten Kristall erfassen.

Der Plagioklas ist selten frisch, meist ist er, im Kern beginnend, sehr stark serizitisiert, so daß oft nur noch schmale Säume übriggeblieben sind, in denen er bestimmt werden kann. Der Anorthitgehalt liegt bei An_{4-8}, es wurde aber auch in einzelnen Proben An_{16} und An_{23-26} gemessen,die höheren Anorthitgehalte dürften aus stärker hybriden Bereichen stammen. Auch der Plagioklas zeigt gelegentlich Tropfenquarz-Einschlüsse. Wenn Biotit vorkommt, ist er klein und mehr oder weniger vollständig chloritisiert. Muskowit findet sich in allen Proben reichlich, er ist ziemlich großwüchsig, zeigt oft symplektisches Gefüge und ist manchmal deutlich verbogen.

Akzessorisch kommt Apatit und Turmalin vor.

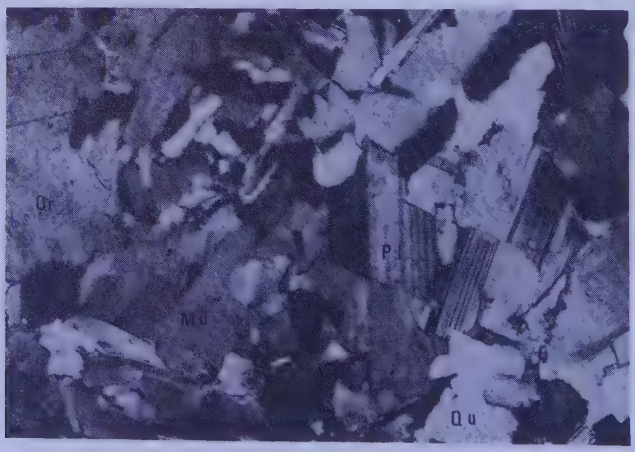

Abb. 47: Probe 148, Vergr. 28fach, Salang-Südgranit, Plagioklas ausnahmsweise frisch, Muskowit teilweise symplektisch und gebogen, Quarz zerbrochen, Nic. x, Lok.: südlich Paja

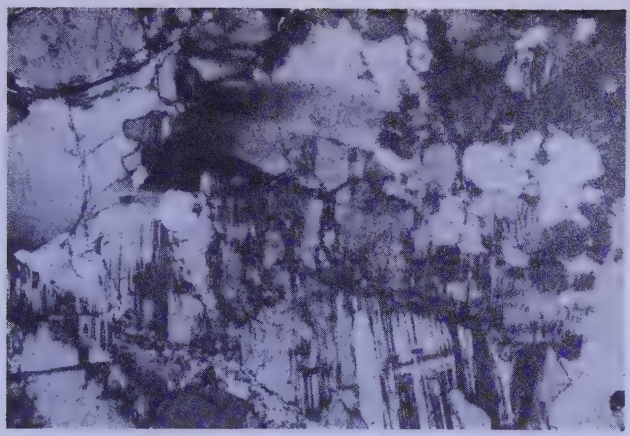

Abb. 48: Probe 190, Vergr. 28fach, Salang-Südgranit, Orthoklas mit beginnender Mikroklingitterung randlich zerbrochen, Quarz undulös, unten Turmalin, Nic. x, Lok.: südlich Paja

Die Einschlüsse von Nebengestein, es handelt sich zum überwiegenden Teil um Gesteine des zentralen Gneiskomplexes, haben zumindest in den größeren Gesteinskörpern ihre Gneistextur erhalten, zeigen aber Tendenz zu Pflastergefügen in den hellen Gemengteilen. Sie führen reichlich große symplektische und ungeregelte Muskowite, die ebenso wie häufig vorkommende poikiloblastische grüne Hornblende deutlich jünger sind als die Biotite. Der Anorthitgehalt der Plagioklase ist höher als im Granit, er liegt bei An_{30-35}. Modalanalysen aus diesem Granit sind in Tabelle 4 (S. 106) zusammengefaßt.

Chemische Analysen ergaben:

	Probe 150	Probe 161
SiO_2	71,60 %	67,18 %
TiO_2	0,20 %	0,52 %
Al_2O_3	14,71 %	14,85 %
Fe_2O_3	2,59 %	2,70 %
MgO	0,19 %	0,90 %
CaO	2,24 %	2,30 %
Na_2O	3,61 %	4,05 %
K_2O	3,48 %	4,32 %
P_2O_5	0,10 %	0,20 %
Summe	98,18 %	97,02 %

Tabelle 4:

Modale Zusammensetzung von Proben aus dem Salang-Südgranit in Vol.-%

	Quarz	Kfsp.	Plag.	Skap.	Musk.	Biotit	Hornbl.	Apatit	Turm.	Summe
Probe 148 südlich Paja	36,4	14,1	38,6	-	9,9	1,3	-	0,1	-	100,1
Probe 152 nördlich Paja	32,8	29,4	34,2	-	2,1	1,4	-	-	-	99,9
Probe 161 Granit südl. Deh Kolon	27,6	21,1	36,6	3,6	2,8	8,1	-	0,2	-	100,0
Probe 190 südlich Paja	44,0	33,6	8,3	-	12,2	-	1,8	-	0,1	100,0
Probe 191 südlich Paja	23,7	41,8	32,3	-	0,9	1,3	-	-	-	100,0
Mittelwert	32,9	28,0	30,0		5,58	3,0				

2.3.2.4 Die Granitschuppen bei Deh Kolon

Die Granitschuppen südlich Deh Kolon entsprechen in der Farbe dem Haupttyp des Salang-Südgranites, sind jedoch wesentlich feinkörniger und unterscheiden sich mikroskopisch zusätzlich von diesem durch reichliche Skapolith-Führung (s. Modalanalyse Probe 161). Der Skapolith (Dipyr) ist teilweise poikiloblastisch ausgebildet mit gedrungenem säuligen Umriß und ist auf Kosten von Feldspat gewachsen, teilweise besteht er aus kleinen Blasten, die im Inneren der Felspäte stecken (Abb. 49).

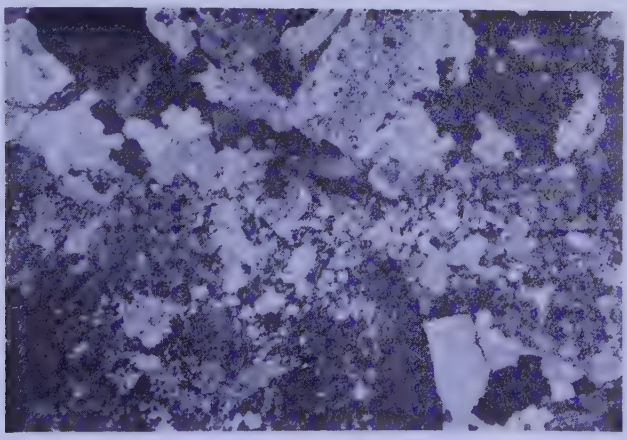

Abb. 49: Probe 161, Vergr. 27fach, Skapolithkristalle (hell) in stark serizitisierten Plagioklasen (dunkel) Granitschuppe südlich Deh Kolon, Nic. x

Da die Granite hier in Sedimenten der Rotserie stecken, dürfte die Skapolithbildung wohl auf Kontamination von Kalk zurückzuführen sein.

2.3.2.5 Die petrographischen Beziehungen des Salang-Südgranites zu anderen Gesteinen des Arbeitsgebietes

Wie die Verteilung der modalen Zusammensetzung von Proben des Salang-Südgranites im modalen Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Konzentrationsdreieck (s. S. 94, Abb. 42, Symbole Sa und So) zeigt, streut der Quarzgehalt in diesem Gestein etwa in dem gleichen Bereich wie bei den Proben aus dem zentralen Granodiorit, das Verhältnis Alkalifeldspat/Plagioklas ist jedoch deutlich in Richtung Alkalifeldspat verschoben, drei Proben zeigen sogar reine alkali-granitische Zusammensetzung.

Abb. 50 zeigt die chemische Zusammensetzung von Proben aus dem zentralen Granodiorit, dem Salang-Südgranit und Anatexiten des Pandshir-Kristallins im CaO-Na_2O-K_2O-Konzentrations-Dreieck. Wenn auch die Zahl der Proben zu gering ist,

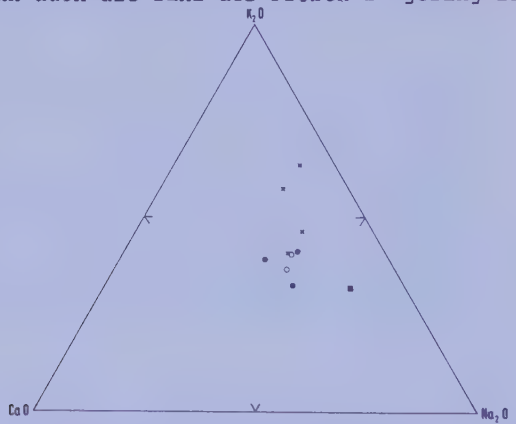

Abb. 50: CaO-Na_2O-K_2O-Konzentrationsdreieck, Punkte = zentraler Granodiorit, offene Kreise = Salang-Südgranit, Kreuze = Anatexite des Pandshir-Kristallins, Quadrat = Pegmatit des Salang-Südgranites

um eine gesicherte Aussage zu machen, läßt sich doch bereits eine enge Verwandtschaft zwischen beiden Komplexen vermuten, da alle Proben daraus, im Gegensatz zu den Anatexiten, die einen wesentlich höheren K_2O-Gehalt aufweisen, nahezu die gleiche Zusammensetzung in bezug auf die Konzentration dieser

drei Komponenten zeigen. Auch ein Vergleich der Analysenwerte des zentralen Granodiorites (s. S. 94) und der Analysen der Granitschuppen von Ru-i-Darra (s. S. 99) mit denen des Salang-Südgranites (s. S. 105) zeigt, daß in der Pauschalzusammensetzung keine großen Unterschiede zwischen diesen Gesteinen gefunden werden können.

Da sich der Salang-Südgranit dennoch in seinem Aussehen deutlich von den anderen granitischen Gesteinen unterscheidet und in der modalen Verteilung der leukokraten Gemengteile Unterschiede aufweist, ist anzunehmen, daß er eine pegmatitische Randphase des großen Zentralplutons darstellt und damit jünger als dieser ist.

2.3.2.6 Pegmatite

Pegmatitgänge von sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten kommen nahezu im gesamten Arbeitsgebiet vor, besonders gehäuft treten sie jedoch im zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex auf. Der größere Teil von ihnen ist längs der s-Flächen aufgedrungen, daneben findet man aber auch völlig diskordante Gänge, wenn ihre Mächtigkeit groß genug ist, lassen sie sich hervorragend auf den Luftbildern erkennen.

Zumindest stellenweise zeigen auch die Pegmatite noch eine postkristalline Deformation. So weist ein ca. 1 m mächtiger Gang, der in der Schiefer- und Quarzit-Zone südlich des Pandshir-Rud bei Ab Darra in der Nähe der Aufschuppung des Pandshir-Kristallins (s. S. 23) eine deutliche Faltung auf, wobei die Faltenachsenflächen parallel zu den Schieferflächen des Nebengesteins verlaufen. Auch im mikroskopischen Bereich zeigen sich Deformationen des Korngefüges, besonders deutlich in den Gängen im Shotol-Tal. Hier bestehen die Pegmatite, die auch Granat und Turmalin führen, aus perthitischen Orthoklasen mit häufiger Mikroklin-Vergitterung und Oligoklasen (An_{11-20}), die beide mit Quarz verwachsen sind. Die Feldspäte sind stark kataklastisch, die Quarze sogar stellenweise mylonisiert. Die Rupturen in den Felspäten sind mit

feinen Serizitkristallen und mittelgroßen Muskowiten verheilt. Die großen Glimmer zeigen oft starke Verbiegungen ihrer (001)-Flächen.

Die dem zentralen Granodiorit nahen Pegmatitgänge des Shotol-Tales fallen oft durch ihre starke Turmalin-Führung auf. So wurden in einem größeren, allerdings abgestürzten Block sehr lange und bis zu 5 cm breite, idiomorphe Schörl-Kristalle gefunden (Abb. 51).

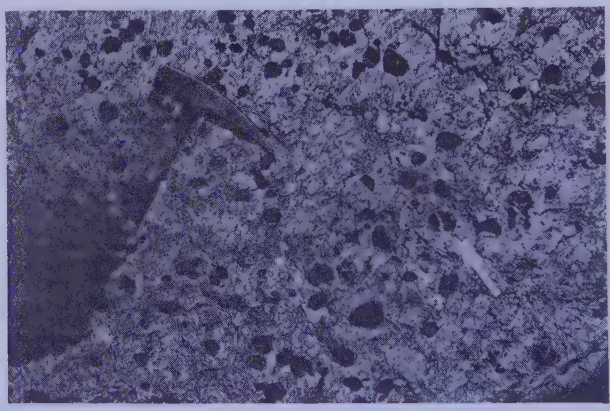

Abb. 51: Schörl-Pegmatit, oberes Shotol-Tal, nahe am Kontakt zum Zentralpluton. Pfeil = zerbrochener Schörlkristall

2.3.2.7 Die relativen Altersbeziehungen der granitischen Intrusionen

Im Arbeitsgebiet selbst konnte kein Hinweis auf das Alter der Plutone gefunden werden, aus den Kontakten mit der Rotserie, die sich deutlich als Intrusionskontakte mit Kontaktmetamorphose erkennen lassen, ergibt sich jedoch, daß zumindest der Granitstock des Piawasht-Tales und der Salang-Südgranit jünger als Oberdevon sein müssen. Für den Zentralpluton zeigt das Profil südlich Khenjan, daß dieser jünger als die permokarbonische Konglomerat-Serie sein muß (s. S. 62 f.). Da der Zentralpluton sehr große Ähnlichkeit mit dem Doab-Pluton (s. S. 20) besitzt, vermutete RESCH (1971), daß beide identisch

sind. Wenn das zutrifft, muß auch die Annahme WEIPPERTs (1964), daß der Doab-Pluton an der Grenze Trias-Jura (altkimmerisch) intrudiert ist, für den Zentralpluton im Arbeitsgebiet gelten. Der zentrale Granodiorit ist damit älter, als die granitischen Intrusionen in Badakhshan, für die DESIO, MARTINA & PASQUARE (1964) annehmen, daß sie an der Wende Oberjura-Unterkreide eingedrungen sind.

Damit zeigt sich, daß trotz der durchgehenden bogenförmigen Anordnung der Hindukush-Karakorum-Plutone mit verschiedenen Intrusionszeiten zu rechnen ist, auch wenn alle einem magmatischen Großzyklus angehören mögen (WEIPPERT 1964).

Die Alterseinstufung des Salang-Südgranites gestaltet sich schwieriger, da dieser rundum von Serien begrenzt wird, die sich nicht genau einstufen lassen. Er könnte jedoch zeitgleich sein mit der Anlage der großen Störungszonen, der Pandshir-Störung und der großen am Ostfuß des Pagham-Gebirges in N-S-Richtung verlaufenden Störungszone, da er genau dort aufgedrungen ist, wo sich beide treffen. Einen weiteren Hinweis auf diesen Zusammenhang gibt das südlichste der beiden Vorkommen dieses Granites südlich Deh Kolon, das genau auf dem tektonischen Kontakt von Pandshir-Kristallin und Rotserie liegt und deutlich kontaktmetamorph auf das Nebengestein eingewirkt hat. Auf das Alter dieser Störungstektonik wird im tektonischen Teil eingegangen.

2.4 Quartäre Bildungen

2.4.1 Terrassen

Während im südlichen Vorland, in der Ebene von Gulbahar und Jabal-us-Seraj große Flächen von Flußschottern eingenommen werden, in die sich die Flüsse Pandshir und Salang z. T. tief eingeschnitten haben, kommen echte Flußterrassen sonst nur noch im Pandshir-Tal zwischen Miran Shah und Rukha vor. Bei Rukha, wo die Flußsedimente größere Flächen einnehmen, lassen sich ebenso wie am Ende des Pandshir-Tales bei Gulbahar eine obere und eine untere Terrasse ausscheiden. Die Sedimente bestehen aus kaum sortierten Geröllen, die bis zu einigen dm Durchmesser erreichen können und lehmigen und sandigen Zwischenlagen.

2.4.2 Talböden

Die Talböden bestehen aus dünnen Verwitterungsböden und Flußsedimenten, da sie künstlich bewässert werden, sind sie sehr fruchtbar, aber sehr stark von Blockschutt und groben Geröllen durchsetzt.

2.4.3 Schuttkegel

An jedem Talende haben sich große Schuttkegel gebildet, die größten finden sich zwischen Jabal-us-Seraj und Gulbahar am Fuß des Gebirges. Da die Bäche für die künstliche Bewässerung immer schon vor dem oberen Ende dieser Kegel in Kanälen abgeleitet werden, sind sie trocken.

2.4.4 Moränen

Nur in den höchsten Teilen, von 3.500 m üNN aufwärts, des Gebirges, findet man kleine Endmoränen, die, wie z. B. auf der Paßhöhe an der alten Salang-Paßstraße, kleine Seen aufstauen.

3. TEKTONISCHER TEIL

3.1 Die Tektonischen Einheiten

Im Arbeitsgebiet lassen sich folgende tektonische Einheiten aufgrund ihres unterschiedlichen Baues voneinander unterscheiden (s. tektonische Karte):

1) Das Pandshir-Kristallin
2) Die schwach metamorphen Sediment-Serien des Pandshir-Tales, aufgeschoben auf das Pandshir-Kristallin
3) Der zentrale Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex, aufgeschoben auf die Sediment-Serien, mit den östlichen Grammatitschiefern
4) Die Marmorschuppen
5) Die Plutone

Die ersten vier Komplexe grenzen mit Störungen aneinander, an denen jeweils die nördlichen Bereiche auf die südlichen aufgeschoben sind (s. a. Profiltafel). Das generelle Streichen der Schicht- und s-Flächen verläuft bei allgemeiner Südvergenz im östlichen Teil des Arbeitsgebietes in NE-SW-Richtung und stimmt damit in den Richtungen in den östlich anschließenden Gebirgen überein, während es nach Westen zu, etwas östlich der Linie Ejah - unterer Salang beginnend, in SE-NW-Richtung umbiegt. Diese Richtung bleibt dann die generelle Richtung im westlichen Hindukush (WEIPPERT 1964, RESCH 1971).

3.1.1 Das Pandshir-Kristallin

Das Pandshir-Kristallin unterscheidet sich nicht nur durch die hochgradige Metamorphose von den übrigen Serien des Gebietes, sonders es zeigt auch einen vom restlichen Gebiet abweichenden Baustil. Während in den nördlich anschließenden Serien eine mäßig steile Lagerung bei NE-SW-Streichen vorherrscht, zeigen hier die s-Flächen fast ausschließlich ein steiles bis saigeres Einfallen bei Streichwerten, die mehr in E-W-

Richtung tendieren. Einzelne Faltenscheitel zeigen, daß der Komplex vermutlich eng isoklinal verfaltet ist, eine schwach ausgeprägte Südvergenz zeigt sich an einigen dieser Falten.

3.1.1.1 Die s-Flächen des Pandshir-Kristallins

Es lassen sich zwei Typen von s-Flächen unterscheiden, erstens eine Bankung, die bis auf die sehr stark migmatitischen Bereiche fast immer sehr gut ausgebildet ist und durch großräumigeren Materialwechsel, meist im Meterbereich, hervorgerufen wird, und zweitens die Spaltflächen des Gesteins, die durch die Glimmerregelung vorgezeichnet sind. Beide bilden einen kleinen, aber immer deutlich zu erkennenden Winkel miteinander, der sich jedoch nach statistischer Auswertung der Messungen in der stereographischen Projektion nicht mehr bemerkbar macht, vielmehr streuen beide Meßwertgruppen im gleichen Bereich und das errechnete Maximum der Besetzungsdichte der Pole beider Flächenarten liegt an der gleichen Stelle im Diagramm, entsprechend einem Flächenwert von 339/78 (alle Meßwerte sind in Fallazimut und Einfallwinkel angegeben).

Alle Diagramme wurden mit dem von ADLER & KRÜCKEBERG (1968) erstellten Programm GELI (Fortran II-Version) errechnet und geplottet. Die Abstufung der Isolinien wurde für alle Diagramme fest vorgegeben, es wurden die Stufen 0-1, 1-2, 2-3, 3-4, 4-6, 6-8, 8-12, 12-16, 16-24, 24-32, 32-48 und 48-64 % Besetzungsdichte gewählt (das Programm bricht automatisch ab, wenn eine vorgegebene nicht durch die tatsächliche Punkt-Konzentration erreicht wird). Zur Bestimmung der Isolinien wurde der Wert für die 1 %-Auszählkalotte eingegeben. Die Lage des Punktes mit der höchsten Besetzungsdichte wird vom Programm im Drucker-Protokoll ausgegeben. Für die routinemäßige Auswertung wurden alle Meßwerte mit Kennungen für die Art der Messung und für die Zugehörigkeit zu ihrer tektonischen Einheit verschlüsselt, so daß alle Diagramme lediglich durch Veränderung der Siebkarten bei sonst unveränderten Kartensatz nacheinander geplottet werden konnten. In allen Diagrammen ist die untere Hälfte der Lagenkugel benutzt.

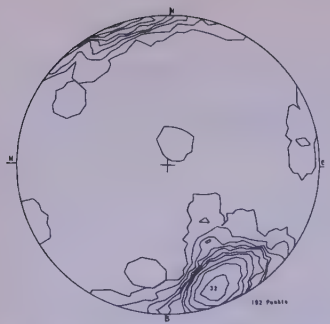

Abb. 52: Pandshir-Kristallin
Pole der Bankflächen

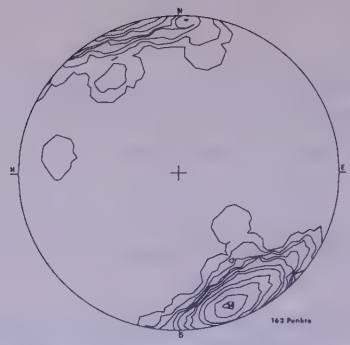

Abb. 53: Pandshir-Kristallin
Pole der Schieferung

Die Bankflächen lieferten eine maximale Besetzungsdichte an diesem Punkt von 32 % aus 192 Meßwerten, die Spaltflächen des Gesteins erreichten in dem gleichen Punkt ein Maximum von 34 % aus 163 Messungen (Abb. 52, 53 und 55). Wie die Diagramme zeigen, streuen die Meßwerte beider Flächentypen nur sehr wenig. Die Verteilung ist unimodal und eine Längung nach einem Großkreis ist nur schwach angedeutet.

Trägt man die Faltenachsenflächen der häufig im dm-Bereich vorkommenden Kleinfalten ebenfalls ins Diagramm ein (Abb. 55), so zeigt sich, daß ihre räumliche Verteilung vollkommen mit der der beiden s-Flächentypen übereinstimmt. Damit ist die Spaltrichtung des Gesteins bzw. die Glimmerregelung zumindest für die Kleinfalten als deren Transversalschieferung anzusehen, da sie in ihrer Richtung vollkommen zu der Symmetrie dieser Falten paßt. Schieferung und Kleinfalten gehören damit wahrscheinlich dem gleichen Formungsakt an. Nimmt man als Großstruktur für den gesamten Komplex einen isoklinalen Faltenbau an, dann muß die Schieferung mit den Faltenschenkeln die gleiche Richtung haben. Da nicht in den Scheitelbereichen dieser Falten gemessen werden konnte, ergibt sich aus dem nahezu identischen Verlauf der Isolinien beider Flächentypen (Abb. 55), daß die Bankung die isoklinal verfalteten s-Flächen darstellt, während die Spaltflächen als die dazugehörige Schieferung anzusehen sind, die wahrscheinlich auch als Transversialschieferung mit größeren Winkeln zu den Faltenschenkeln begonnen hat. Beim Zusammen-

schub der Falten wurde dieser Winkel dann immer kleiner (Transposition), so daß heute beide Flächen nahezu parallel verlaufen.

Das Pandshir-Kristallin zeigt damit in seinem makroskopischen s-Flächengefüge das typische Bild einer sehr starken Plättungstektonik mit extremer Einengung in a-Richtung, senkrecht zur Bankung und Dehnung in der c-Richtung, die man an den Dehnungsgefügen in den Boudinlagen (s. S. 45 f.) deutlich erkennt. Hierzu passen im Mikrobereich auch die starke Kataklase und die Streckung der Quarze in der Schieferung.

Die Frage, ob die deutliche Bankung allein auf migmatische Trennung von Neosom und Paläosom bei bereits kristallinem Edukt zurückzuführen ist, oder ob sie vielleicht aus ehemaligen Sedimentlagen hervorgegangen ist, läßt sich kaum eindeutig beantworten, da Gesteine, die deutlich auf sedimentären Ursprung hindeuten, wie Marmore oder Kalksilikatfelse, im gesamten Pandshir-Kristallin nicht vorkommen, jedoch wurden in den nicht ganz so stark metamorphen Bereichen am Anfang des Profils auch schon Lagen mit deutlichem Materialunterschied beobachtet, obwohl noch keine Anzeichen von Mobilisationen zu sehen waren. Im übrigen Profil könnte die Migmatisierung sedimentären Vorzeichnungen gefolgt sein und diese abgebildet haben. Es ist deshalb nicht auszuschliessen, daß zumindest ein Teil des Pandshir-Kristallins als Para-Gestein angesehen werden kann.

3.1.1.2 Lineare Gefügeelemente

Lineare Gefügeelemente wurden nur im Kleinbereich gefunden, hierzu gehören die Faltenachsen der oben beschriebenen Kleinfalten, sie haben ein verhältnismäßig steiles Eintauchen von 270/66 (Hauptmaximum mit 9 % bei 24 Messungen. Häufiger konnten Lineationen gemessen werden, die als deutliche Runzelungen auf den Bankflächen zu erkennen sind, sie sind z. T.

durch Intersektion von Bankung und Schieferung hervorgerufen, z. T. stellen sie Achsen von Kleinfalten im mm-Bereich dar. Auch bei diesen Linearen fällt die große Konstanz der Richtungen auf. Ihre Verteilung ist unimodal und der Streubereich im Diagramm nahezu kreisförmig (Abb. 54). Ihr Maximum liegt bei 283/60 mit 46 % aus 84 Messungen.

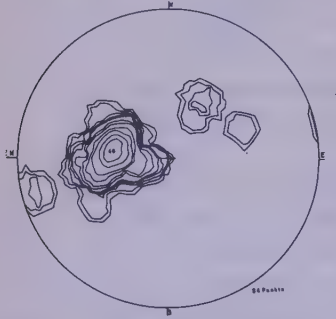

Abb. 54: Pandshir-Kristallin - Lineationen

In Abb. 55 fällt auf, daß die Lage des Maximums dieser Lineationen nicht genau mit der Lage des Maximums der Kleinfalten und noch weniger mit der konstruierten Faltenachse der Großfaltung übereinstimmt, von der letzteren weicht sie um einen Winkel von 20° ab, während sie vom Maximum der Kleinfaltenachsen nur 10° entfernt ist. Die abweichende Lage des Maximums der Lineationen von der geometrischen Faltenachse der Isoklinalfalten besagt nicht, daß diese Lineationen nicht das gleiche Alter wie die Faltung haben, vielmehr zeigt sie, daß tatsächlich eine kleine aber konstante Winkeldifferenz zwischen Bankung und Schieferung besteht, da bei Isoklinalfaltung bereits eine kleine Abweichung der Lage der Schieferungsfläche von der strengen Tautozonalität zur Faltenachse schon ein starkes Abwandern der Schnittkante von gefalteter s-Fläche und Schieferung aus der Richtung der Faltenachse bewirkt.

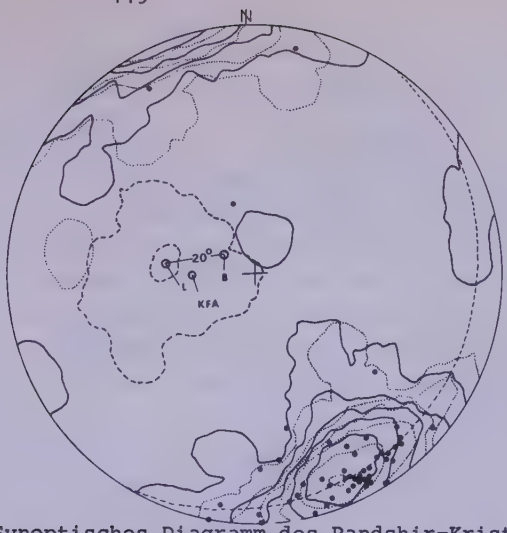

Abb. 55: Synoptisches Diagramm des Pandshir-Kristallins: durchgezogener Strich = Isolinien der Bankung, gepunktete Linien = Isolinien der Schieferung, Punkte = Pole der Kleinflaltenachsenflächen, gestrichelte Linien = 1 % und 32 % Isolinien der Lineationen, KFA = Kleinfaltenachsen, L = Maximum der Lineationen, B = Achse des angedeuteten Großkreises der s-Flächenpole

3.1.1.3 Störungen

Größere Störungen konnten innerhalb des Pandshir-Kristallins nicht festgestellt werden, jedoch deuten im Pandshir-Profil mehrere 10 bis 100 m breite, parallel zur Bankung verlaufende Rinnen mit Gesteinsschutt im sonst durchgehenden Profil auf parallel zu den Faltenschenkeln verlaufende Störungszonen hin.

Kleinere Harnischflächen kommen im gesamten Profil recht häufig vor. Ein Teil von ihnen verläuft auf den Bankfächen, der Rest zeigt keine bevorzugten Richtungen. Es wurden aber besonders häufig Harnische darauf gemessen, die um die Senkrechte auf der Schieferung streuen, d. h. die nahe der Richtung der größten Einengung verlaufen, ebenso kommt die Richtung c (Dehnung) etwas öfter vor. Der Rest kann auch jünger als die Faltung sein, da er keine Beziehungen zur Faltensymmetrie zeigt.

3.1.1.4 Die Beziehungen zwischen Makro- und Mikrogefüge

Abb. 56 zeigt die Orientierung von Biotitblättchen (001) in einer Probe vom Ausgang des Shotol-Tales, nahe Gulbahar (Diagr. 5) und in sechs Proben aus dem Profil in der Pandshir-Schlucht (Diagr. 14 - 19), diese Diagramme sind in ihrer Reihenfolge von Süden nach Norden geordnet. Die Lage der (001)-Pole der Biotite entspricht ihrer Orientierung im Gelände. Die Diagramme können also so gelesen werden, wie normale Diagramme von s-Flächenpolen, sie sind unmittelbar mit den makroskopischen Messungen vergleichbar.

Um die Geländelage der Biotite einer Probe zu ermitteln, wurde folgendes Verfahren angewandt: Aus orientiert entnommenen Proben wurden zwei senkrecht aufeinander stehende Schliffe angefertigt. In jedem der beiden Schliffe wurden auf dem Universal-Drehtisch 100 Biotitpole eingemessen, wobei die Koordinaten willkürlich gewählt werden können, eine muß jedoch parallel zur gemeinsamen Schnittkante der beiden Schliffe verlaufen. Die Meßwerte erhielten bei der Ablochung Kennungen für die Probennummer und den Vermerk A oder B (erster oder zweiter Schliff der gleichen Probe). Die Werte aus Schliff A und Schliff B wurden auf zwei verschiedene Bänder gesiebt, dabei wurde gleichzeitig die Schnitteffekt-Korrektur nach SANDER, KASTLER & LADURNER (1954) durchgeführt (das Programm war entsprechend verändert worden). Nun wurden die Werte eines der beiden Bänder insgesamt solange um die entsprechenden Achsen rotiert, bis die Schlifflage mit der des anderen Schliffes identisch war, anschließend wurden beide Datengruppen zusammen auf ein neues Band geschrieben. Durch weitere Rotationen des gesamten Datenmaterials wurde das Schliffpaar in die Lage gebracht, die es im Gelände eingenommen hätte. Anschließend wurde so weiter verfahren, wie es bereits bei der Erstellung von Diagrammen mit makroskopischen Daten beschrieben worden ist (s. S. 115).

Diagramm 5 stammt aus den Granat-Biotit-Gneisen, es zeigt sehr gute Regelung bei sphärisch unimodaler Verteilung, entspricht also vollkommen einer Regelung durch Plättung (Fältelung fehlt). Das Maximum ist identisch mit dem Pol der Schieferung an dieser Stelle.

Diagramm 14 stammt aus der südlichsten Amphibolitlage (s. S. 23) . Eine Gürtelbesetzung um den a-c-Kreis des Makrogefüges ist angedeutet, d. h. es liegt eine schwache Fälte-

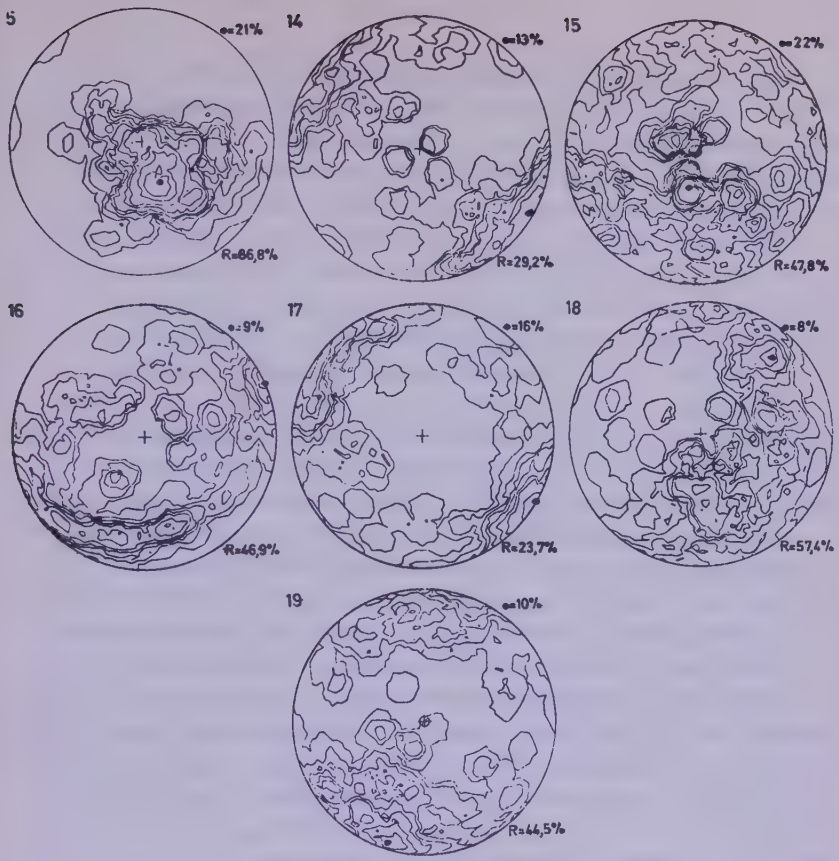

Abb. 56: (001)-Pole von Biotiten in Geländeorientierung, je 200 Messungen, Erläuterungen siehe tektonische Karte

lung parallel vor. Daneben erkennt man einen schwachen zweiten Gürtel, fast senkrecht zum ersten. Unter dem Mikroskop wird deutlich, daß dieser Gürtel von einer jüngeren Generation von Querglimmern gebildet wird. Damit zeigt sich, daß auch die Amphibolite, zumindest mit ihrem Glimmerteilgefüge sich vollkommen dem allgemeinen tektonischen Bau einfügen, es lassen sich jedenfalls keine älteren Gefügerelikte erkennen.

Diagramm 15 entstammt einem Diatexit bei Profilmeter 2520. Es zeigt deutlich, daß auch das Melanosom mobilisiert wurde, denn es ist keine klare Glimmerregelung mehr zu erkennen. Ferner sieht man, daß nach der Diatexis keine neuen gefügeregelnden Formungsakte mehr stattgefunden haben.

Die Diagramme 16 und 17 stellen die Biotitregelung in der Sillimanit-Biotit-Gneis-Zone dar. Das erste zeigt eine ausgeprägte Gürtelbesetzung, die in dem stark gefältelten Gestein auch zu erwarten war (vergl. Abb. 15, S. 36). Auch hier liegt der Gürtel genau auf dem a-c-Kreis des Makrogefüges. Diagramm 17 hat große Ähnlichkeit mit Diagramm 14, die Fältelung ist nicht mehr so stark aber doch noch nahezu parallel der Hauptfaltenachse. In beiden Diagrammen zeigen sich wieder Querglimmer, die aber auch hier etwas jünger sind.

Diagramm 18 wurde in der Orthoklas-Augengneis-Zone aufgestellt. Trotz starker Entregelung, die hier wohl auf die Verdrängung des Altbestandes bei der Feldspat-Blastese zurückzuführen ist, deutet sich noch eine vor dieser Blastese dagewesene Regelung wie in den Diagrammen 16 und 17 an.

Diagramm 19 entstammt ebenfalls den Orthoklas-Augengneisen, es zeigt in nicht soweit fortgeschrittenem Stadium die gleichen Entregelungserscheinungen wie Diagramm 18. Da die Probe aus einer Kleinfaltenstruktur stammt, deren Faltenachse die Richtung 40/82 hat, weicht die Lage des ehemaligen Gürtels von der in den übrigen Diagrammen ab.

Die Untersuchung des Biotit-Teilgefüges hat also gezeigt, daß dieses vollkommen mit der makroskopischen Gefüge-Symmetrie übereinstimmt. In bezug auf die Metamorphose ergab sich, daß in nicht mobilisierten Bereichen die Biotite ein ausgesprochenes Plättungsgefüge ausbilden, später treten dann Fältelungen parallel B hinzu und schließlich wird die Gefügeregelung zunächst durch Blastese der leukokraten Gemengteile verwischt und in den höchstmetamorphen Bereichen die Regelung durch Diatexis aufgehoben. Tektonik und Metamorphose müssen $\pm$ synchron abgelaufen sein, wie ja auch die anderen Beobachtungen im Mikrobereich zeigten (sigmoidale Verbiegungen an Zwillingslamellen von Feldspatblasten u. a.),

wobei die Metamorphose das Ende der tektonischen Formung etwas überdauert haben kann, jedenfalls ist die Diatexis im tiefsten Stockwerk das jüngste Ereignis, nach dem keine weiteren tektonischen Prägungen sondern, wie die häufig zu beobachtende Diaphthorese zeigt, nur noch Hebungen stattgefunden haben.

3.1.1.5 Das Alter der tektonischen Formung und der Metamorphose im Pandshir-Kristallin

Über das Alter der tektonischen Formung lassen sich aus dem Arbeitsgebiet keine Aussagen machen, über das Alter der Metamorphose läßt sich nur sagen, daß sie älter sein muß, als die Anlage der Pandshir-Störung und etwas älter als der Salang-Südgranit. Aus einem nicht näher zu lokalisierenden Migmatit der Pandshir-Schlucht wurde von ILAVSKY & KANTOR (1965) eine physikalische Altersbestimmung nach der K/Ar-Methode durchgeführt, sie ergab ein Modellalter von 49 Millionen Jahren. Damit ist das Alter der Metamorphose nach der "Geological Society of London Phanerozoic time scale" (HARLAND 1964) mittleres Eozän (ANDRITZKY 1971).

3.1.2 Die Tektonik in den schwach metamorphen Sediment-Serien des Pandshir-Tales

3.1.2.1 Der Faltenbau

Die dem Pandshir-Kristallin diskordant auflagernden Sedimente können tektonisch als eine Einheit angesehen werden, obwohl sich auch innerhalb dieses Komplexes einige Störungen finden, die jedoch meist schicht- oder schieferungsparallel sind und nur kleinere Versatzbeträge haben. Das gesamte Sedimentpaket zeigt einheitlich SE-Vergenz bei überwiegendem NW-Einfallen der Schichten und ist in mehrere, meist recht weitgespannte Faltenzüge gelegt. Seine NW-Begrenzung muß

ebenfalls tektonisch sein, da es von den wesentlich stärker metamorphen zentralen Gneisen überlagert wird.

Obwohl, zumindest in den klastischen Serien, eine sehr deutliche Schieferung ausgebildet ist, sind die Schichtflächen im gesamten Bereich der Sedimente noch immer das auffälligste Gefügemerkmal. Ihr Streichen ist im Gebiet östlich Zaman Kor sehr einheitlich SW-NE gerichtet, während es in dem nach SW tektonisch auskeilenden Teil zwischen dem zentralen Gneis und dem Pandshir-Kristallin westlich Zaman Kor unterschiedlichere Richtungen annimmt und etwas mehr in N-S-Richtung einschwenkt. In dem Sedimentstreifen nördlich Jabalus-Seraj lassen sich keine vorherrschenden Richtungen mehr erkennen, hier herrschen durch eine sehr große Zahl von Störungen verursachte chaotische Lagerungsverhältnisse. Das Einfallen der Schichten schwankt, bedingt durch die Faltung, zwischen 30° und 90° (Abb. 57).

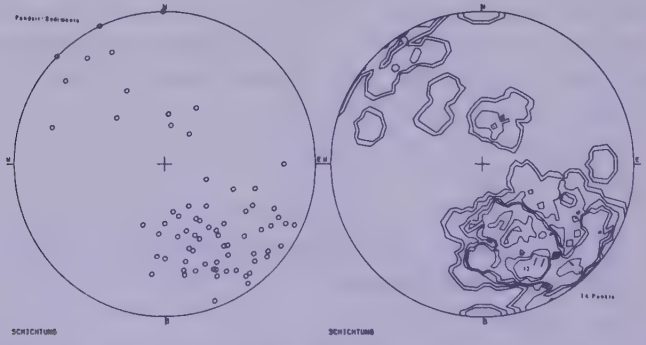

Abb. 57: Schichtflächen-Pole der schwach metamorphen Sedimente des Pandshir-Tales

Die auffälligsten und am weitesten durchhaltenden Strukturen sind die SE-vergenten Mulden mit der Rotserie im Kern und anschließenden Sätteln von einigen hundert m Faltenlänge, die meist von den nördlichen Schiefer-Serien gebildet werden. Die Mulden besitzen immer mehr oder weniger flach nach NW einfallende Liegendschenkel und steile bis überkippte Hangendschen-

kel. Die Faltenachsen besitzen Richtungen von ca. 240° oder 60° und im Gegensatz zum Pandshir-Kristallin kleine Eintauchwinkel. Die Faltenstrukturen werden mehrfach durch quer oder diagonal verlaufende Seitenverschiebungen versetzt und am Kontakt zum zentralen Gneiskomplex schräg oder parallel abgeschnitten. Westlich Zaman Kor wird der Faltenbau wesentlich enger, in diesem Bereich sind enge Falten mit geringer Faltenlänge (meist nur einige Meter) typisch. An Stellen, wo das Streichen in N-S-Richtung umbiegt, wurden steilerstehende Achsen (bis 52°) gefunden.

Die Schieferung ist in den Sediment-Serien des Pandshir-Tales sehr deutlich als Transversalschieferung ausgebildet, die in Richtung der Faltenachsenflächen verläuft, d. h. sie dürfte dem gleichen Formungsakt angehören wie die Faltung selber. Häufig auftretende Kleinfalten im dm- bis cm-Bereich und Fältelungen oder Runzelungen im mm-Bereich lassen sich ebenfalls auf die Richtung der größeren Faltenachsen beziehen, sind also als b-Lineationen aufzufassen und damit gleichaltrig mit der Hauptfaltung. Abb. 58 zeigt die Beziehungen zwischen Schichtflächen von Falten im Dekameter-Bereich und Kleinfalten im cm-Bereich, die auf deren Flanken eingemessen wurden. Das linke Diagramm stammt aus einer Falte mit ca. 10 m Faltenlänge 2.250 m nördlich Miran Shah in einer Wechselfolge von Quarziten und gefältelten Phylliten. Das rechte Diagramm wurde am nördlichen Ortsende von Rukha aufgenommen. Hier ist eine Folge von Quarziten und zwischengelagerten leicht phyllitischen Tonschiefern in mehrere Falten mit ca. 30 m Faltenlänge gelegt worden. Die Kleinfaltenachsen liegen in beiden Diagrammen in der Nähe des π-Poles der Schichtung und nahe der Schieferungsfläche, allerdings zeigt das Diagramm aus dem westlichen Gebiet eine leichte Abweichung der Achsen von der Richtung der Schieferung. Da die Kleinfalten parallel zu Hauptfaltenachse verlaufen, sind sie wohl als Parasitärfalten zu deuten, die durch Schleppung von kompetenten Bänken zwischen inkompetenten Lagen entstanden ist.

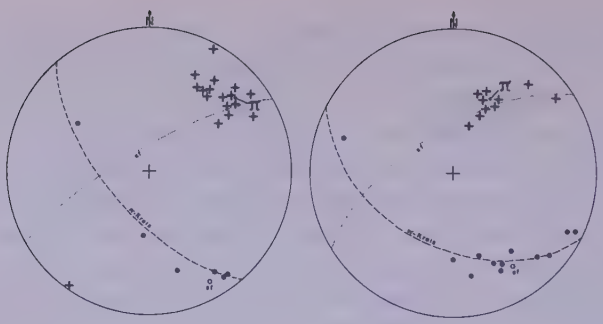

Abb. 58: Beziehungen zwischen Schichtung (Punkte), Schieferung (sf) und Kleinfaltenachsen (Kreuze). Linkes Diagramm: 2.250 m nördlich Miran Shah, rechtes Diagramm: nördliches Ortsende von Rukha

3.1.2.2 Störungen

Die Störungen, die innerhalb dieser tektonischen Einheit vorkommen, lassen sich in zwei Gruppen einteilen. Einmal finden sich Aufschiebungen und Überschiebungen, die etwa parallel zur Schieferung angeordnet sind und die große Mulde mit der Rotserie im Kern in Teilen des Gebietes randlich begrenzen. Diese Störungen könnten mit den den gesamten Komplex begrenzenden Großstörungen im Zusammenhang stehen, da sie angenähert die gleiche Richtung und den gleichen Verschiebungssinn wie diese besitzen.

Eine zweite Gruppe von Störungen zeigt überwiegend lateralen Versatz. Diese Blattverschiebungen lassen sich im Gelände sehr deutlich erkennen, sie verlaufen gewöhnlich in den Quertälern des Pandshir-Tales. Der Versatz ist deutlich an unterschiedlichem Gestein auf beiden Talseiten zu erkennen, jedoch konnte der Betrag in den meisten Fällen nicht ermittelt werden, da in den monotonen Schiefer-Quarzit-Wechselfolgen Leithorizonte fehlten. In dem Quertal nördlich Miran Shah beträgt die laterale Komponente etwa 500 m, erkennbar an dem Versatz der Grenze Schiefer - Rotserie. Im nördlichen Tawakh-Tal erkennt man auf dem Luftbild einen lateralen Versatz der Faltenachsen um ca. 750 m.

Der Bewegungssinn verläuft, soweit erkennbar, immer so, daß die westlichen Blöcke relativ nach Süden versetzt sind. Dieses Störungssystem ist sicher jünger als die Faltung, es muß außerdem auch noch jünger als die Störung zwischen zentralem Gneiskomplex und den schwach metamorphen Sediment-Serien sein, da, wie die Luftbilder zeigen, die Störung im oberen Tawakh-Tal ebenfalls eine laterale Verschiebung dieser Grenzlinie bewirkt hat. Da die Strukturen westlich Zaman Kor stärker in N-S-Richtung einschwenken, kann man vermuten, daß diese Blattverschiebungen durch eine gewisse Rotation des westlichen Sedimentkeiles nach Süden verursacht wurden, die auch das steilere Eintauchen der Faltenachsen in diesem Bereich bewirkt haben könnte.

3.1.2.3 Die Beziehungen zwischen Makro- und Mikrogefüge

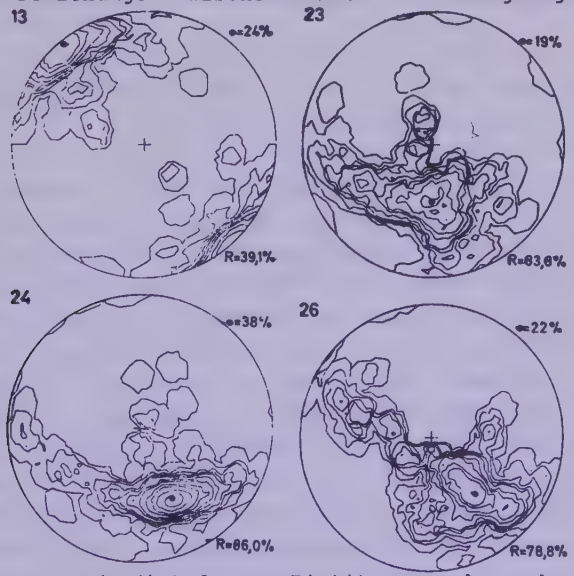

Abb. 59: (001)-Pole von Biotiten aus den schwach metamorphen Sedimenten des Pandshir-Tales, Erläuterungen und Lage der Proben s. tektonische Karte, je 200 Pole

Das Biotit-Teilgefüge wurde in Phylliten mit möglichst hohem Metamorphosegrad untersucht. Wie die Diagramme (Abb. 59) zeigen, paßt sich die Glimmerregelung auch in dieser tektonischen Einheit vollständig dem Makrogefüge an. Es herrschen Gürtelbesetzungen um flach nach NE eintauchende Achsen vor, da die höher metamorphen phyllitischen Gesteine fast immer eine Fältelung parallel B zeigen (Schleppfalten). Diese Fältelung kann entweder aus einer schwachen Wellung bestehen (Diagramm 13 und 24) oder sie kann bis zu Knickfalten führen, die sich durch zwei deutlich getrennte Maxima in den Diagrammen auszeichnen (Diagramm 23 und 26). Im letzteren Fall bilden die Faltenachsenflächen dieser Falten eine deutliche Schar von parallelen s-Flächen, die jedoch auch in Richtung der Schieferung liegen oder nur unwesentlich von ihr abweichen. Die wenigen, in den Diagrammen jedoch deutlich erkennbaren Querglimmer, dürften auf (h0l)-Scherflächen gewachsen sein.

3.1.2.4 Das Alter der Tektonik in den schwach metamorphen Sediment-Serien des Pandshir-Tales

Da in dieser tektonischen Einheit bis auf das wahrscheinliche oberdevonische bis unterkarbonische Alter der Rotserie bisher keine weitergehende Datierung der übrigen Sedimente möglich ist, bleibt auch eine sichere Alterseinstufung der tektonischen Ereignisse weiterhin problematisch. Immerhin gelang es RESCH am Shibar-Paß im Hangenden dieser Sedimente noch Visé und Namur durch Korallen zu belegen, oberes Oberkarbon wurde bis jetzt jedoch noch nicht gefunden. Am Shibar-Paß folgt vielmehr allerdings ohne deutliche Winkeldiskordanz (RESCH) der permische Fusulinenkalk mit Fusuliniden des Mittelperm. Die von MIRZAD, KOLCHANOV & MANUTCHARIANTZ (1968) postulierte variszische Auffaltung auch des südlichen Hindukush wäre also, da keine vollständige Karbon-Unterperm-Schichtfolge bekannt geworden ist, zumindest für die Sedimente des Ghorband- und des Pandshir-Tales denkbar.

Für ein zumindest prätriassisches Alter der Tektonik und auch der schwachen Regionalmetamorphose in diesen Serien spricht der Zustand der durch Kontaktmetamorphose am triassischen zentralen Granodiorit-Pluton gesproßten Minerale in den Hornfels- und Knotenschiefer-Bereichen dieser Serien. Diese durchsetzen immer, meist poikilitisch, das Gefüge des Altbestandes von Glimmern und Quarzen, zeigen selber aber keine Regelung mehr.

Jüngere Deformationen sind darüber hinaus auch noch anzunehmen, da vielfach, besonders in den Kalkphylliten und in den hangenden Partien dieser Serien, starke kataklastische Erscheinungen im Korngefüge beobachtet werden konnten, die aber wahrscheinlich keine feststellbare Gefügeumprägung mehr bewirkten.

3.1.3 Der tektonische Bau des zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplexes

Im zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex sind zwei Bereiche mit verschiedenen Streichrichtungen voneinander abzugrenzen. Im östlichen Teil (Shotol-Tal und nördlicher Shotolzufluß) ist die aus den schwach metamorphen Sediment-Serien des Pandshir-Tales bereits bekannte SW-NE-Richtung des Streichens der s-Flächen und Großfaltenachsen vorherrschend, während im Westen (Salang und Ejah-Profil) überwiegend NW-SE-Richtungen beobachtet wurden. Beide Teile zeigen eine meist recht flach gewellte, großräumige Faltung mit SE- bzw. SW-Vergenz. Die Lage der Schichtflächen ist an vielen Stellen noch zu erkennen, da innerhalb der Gneise und noch mehr in den Glimmerschiefern oft noch eindeutige umgewandelte Sedimentlagen in Form von Quarzitbänken und nicht boudinierten Marmorlagen vorkommen. Die häufigsten Flächenlagen des östlichen Bereiches sind mit je 15 % Besetzungsdichte bei 65 Werten 297/45 und 324/48 (Abb. 60).

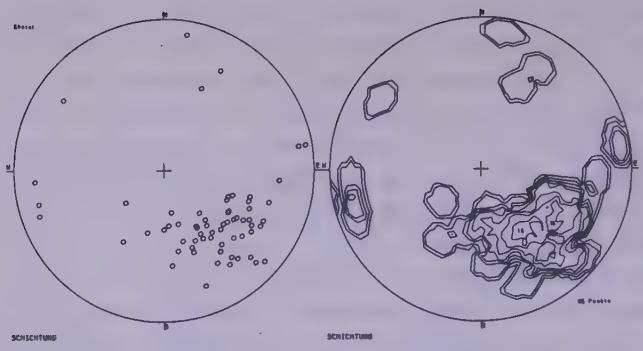

Abb. 60: Schichtflächen-Pole aus dem zentralen Gneis (Shotol-Tal und nördlicher Shotol-Zufluß)

Die Hauptlage der Schieferung findet sich bei 306/45, jedoch kann sie stellenweise erheblich von diesem Wert abweichen. Im westlichen Teil streuen die s-Flächen noch stärker, die häufigsten Werte mit je 9 % aus 102 Messungen liegen hier bei 9/45 und ein etwas größeres Maximum bildend bei 37/59 (Abb. 61).

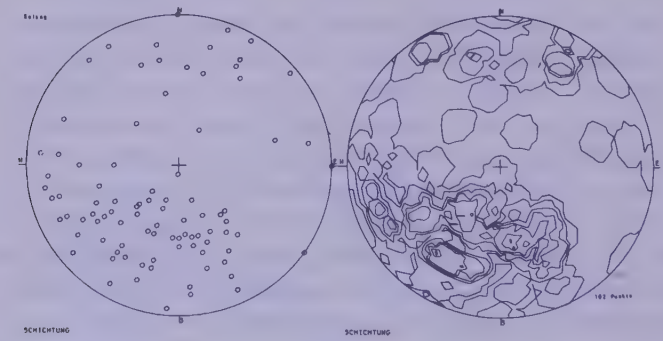

Abb. 61: Schichtflächen-Pole aus den zentralen Glimmerschiefern, Ejah- und Salang-Tal

3.1.3.1 Die Beziehungen zwischen Makro- und Mikrogefüge im zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex

Im Gegensatz zu den Proben des Pandshir-Kristallins und aus den Sedimenten des Pandshir-Tales scheint in diesem Komplex die Biotitregelung nicht immer genau dem Makrogefüge zu entsprechen. Teilweise deuten sich sogar verschiedene Regelungen in der gleichen Probe an, so zeigt Diagramm 6 (Abb. 62),

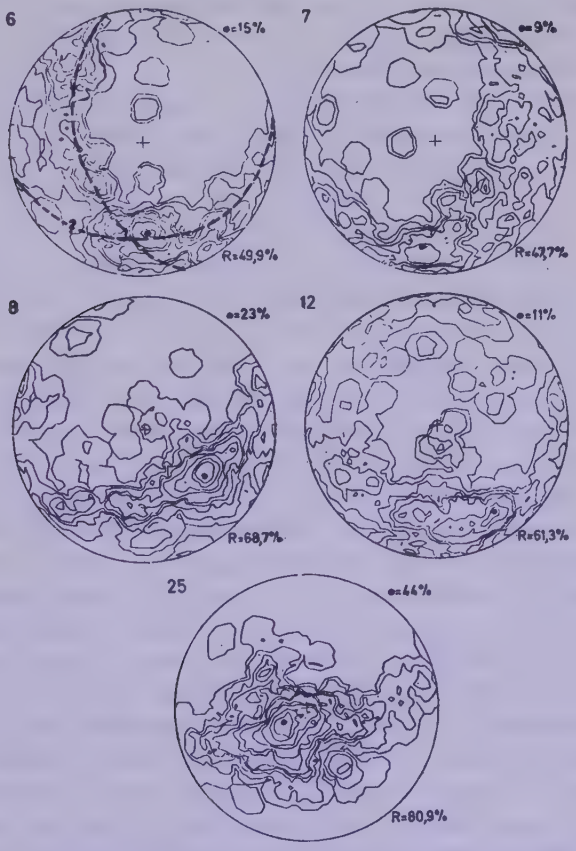

Abb. 62: Biotitpole in Geländeorientierung aus dem östlichen Teil des zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex, je 200 Pole

das aus den Granat-Glimmerschiefern südlich Ru-i-Darra stammt, neben der bekannten Gürtelbesetzung um eine NE-eintauchende Achse einen zweiten Gürtel um eine nach Norden eintauchende Achse.

Die Diagramme 7 und 8 zeigen, obwohl sie aus den gleichen Granat-Glimmerschiefern stammen, die noch zu dem östlichen Bereich mit SW-NE-Streichen gehören, eine Gürtelbesetzung um eine nach NW eintauchende Achse.

Diagramm 12 von der Mündung des nördlichen Zuflusses in den Shotol zeigt das gewohnte Bild einer Verteilung an einem Großkreis um die NE-Richtung.

Diagramm 25 aus den östlichen Grammatitschiefern deutet auf etwas stärkere Plättung hin und enthält im übrigen auch bereits die Nordrichtung der Gürtelachse.

3.1.3.2 Das Alter der Tektonik und Metamorphose im zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex

Da der zentrale Granodiorit keine Gefügeregelung zeigt, andererseits aber die kontaktmetamorph gesproßten Minerale im zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex (meistens poikilitische Amphibole) vollkommen ungeregelt vorliegen, muß auch dieser Komplex mindestens prätriassisch gefaltet sein.

In Übereinstimmung mit den Beobachtungen aus der Hindukush-Nordflanke, in der ähnliche Gneise und Glimmerschiefer im Verband mit Marmorlagen gefunden wurden (HINZE 1964, WEIPPERT 1964), ist ein variszisches Alter der Hauptgefügeprägung am wahrscheinlichsten. Es ist jedoch schwer vorstellbar, daß im Zusammenhang mit der Intrusion eines Plutons von der Größe des zentralen Granodiorites keine tektonischen Vorgänge stattgefunden haben sollen. Da die Teilgefüge dieses Komplexes viel weniger richtungskonstant sind als die der südlichen Einheiten - die b-Lineationen zeigen sehr unterschiedliche Richtungen - und darüber hinaus sich auch noch die Richtung des Generalstreichens innerhalb dieses Komplexes ändert, ist zu vermuten, daß nach einer älteren (variszi-

schen?) Hauptfaltung jüngere Bewegungen stattgefunden haben, die wahrscheinlich nur aus einer horizontalen Schleppung der Strukturen (in einem höheren Stockwerk?) bestanden haben und nicht zu erneuter Faltung ausreichten. In den Umbiegungsbereichen selbst können dabei lokal neue Kleinfalten und Fältelungen das alte Gefüge überprägt haben, damit würden das im Tal des nördlichen Shotol-Zuflusses besonders häufig beobachtete steile Nordeintauchen von Kleinfaltenachsen und Fältelungsachsen sowie die Biotitregelung (Abb. 62) erklärt werden können. Da die Umbiegung der Streichrichtung sogar noch an der räumlichen Anordnung der großen Nebengesteins-Schollen im zentralen Granodiorit zu erkennen ist, ist anzunehmen, daß sie entweder gleichzeitig mit der Intrusion angelegt wurde oder älter ist.

Wie die Dünnschliffuntersuchungen gezeigt haben, ergibt sich eine gewisse Reihenfolge der Mineralisation. Neben Quarz und Feldspat sind Biotit und Granat die ältesten regionalmetamorphen Bildungen. Es folgt, die Biotitregelung schräg durchsetzender Muskowit und schließlich ungeregelte Amphibole, mit diesen gleichaltrig ist wahrscheinlich der Grammatit der Grammatitschiefer, der in Kontaktnähe zunächst regellos ist, mit zunehmender Entfernung vom Kontakt aber die Biotitregelung abbildet. Als jüngste Bildung sind Chlorit und Titanit anzusehen, die beide aus Biotit hervorgegangen sind. Aus den Beziehungen der Biotitregelung zum Makrogefüge ergibt sich, daß die Regionalmetamorphose wahrscheinlich mit der Faltung gleichaltrig ist. Die jüngeren Bewegungen, die sich im Mikrogefüge durch Kataklase, besonders durch Zerbrechen der Glimmer in den Fältelungsscharnieren äußern, und die kontaktmetamorphen Überprägungen sind an der Wende Trias-Jura entstanden, da sie mit dem zentralen Granodiorit in Zusammenhang stehen. Als jüngstes Ereignis kann eine Diaphthorese angesehen werden, verursacht durch Hebung des Komplexes, die sich in der Chloritisierung der Biotite und in der Serizitisierung der Feldspäte äußert.

3.1.4 Die tektonischen Verhältnisse in den Sedimenten am Salang-Oberlauf

Die Schiefer- und Quarzit-Serien am oberen Salang zeigen grundsätzlich die gleichen tektonischen Richtungen wie der westliche Teil des zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplexes. Südlich Baba Tauda sind an der Paßstraße mehrere Sättel und Mulden in einer Schiefer-Quarzit-Wechselfolge aufgeschlossen. Die Faltenachsen liegen nahezu horizontal und haben NW-SE-Richtungen. Trotz dieses Streichens der Schicht- und Schieferungsflächen wurden in diesem Sediment-Komplex, wie auch im zentralen Gneis, Lineationen gemessen, die außer in NW-SE- auch in SW-NE-Richtung verliefen.

Die tektonische Position dieses Komplexes gegenüber dem zentralen Gneis muß zunächst noch offen bleiben, da nicht geklärt werden konnte, welcher Art der Kontakt zwischen beiden Einheiten ist. Im Ejah-Tal, wo zwischen beiden Marmore eingeschaltet sind, sind diese immer auf die Sedimente aufgeschoben.

3.1.5 Die tektonischen Verhältnisse in den Marmorschuppen und ihr Kontakt zum Nebengestein

Die Marmorlagen großer Mächtigkeit, die zwischen Baba Tauda und Qalatak das Salang-Tal queren und den mittleren Bereich des Arbeitsgebietes durchziehen, zeichnen als Großstrukturen die Umbiegungen der Streichrichtungen im zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex nach. Das Scharnier dieser Umbiegung kann durch sie sogar ziemlich genau lokalisiert werden. Es liegt auf einer Linie, die von NW kommend durch den Ort Wawakh im oberen Ejah-Tal geht und im Süden zwischen Ru-i-Darra und Deh Kolon an der Störung zwischen zentralem Gneis- und Glimmerschiefer-Komplex und den Sedimenten des Pandshir-Tales endet.

Die Kontakte zur Unterlage sind, soweit beobachtet, immer tektonisch. Wenn auch oft keine Winkeldiskordanzen gefunden werden konnten, zeigen dennoch meistens Mylonitbänder von einigen dm Mächtigkeit ein schicht- (oder schieferungs- ?) paralleles Gleiten an, das ja auch bei einem Stil der Tektonik, wie er im Untergrund herrscht, an Bankgrenzen zwischen derart unterschiedlichem Material, wie es die Marmore und die phyllitischen Schiefer und auch die Glimmerschiefer darstellen, zu erwarten ist.

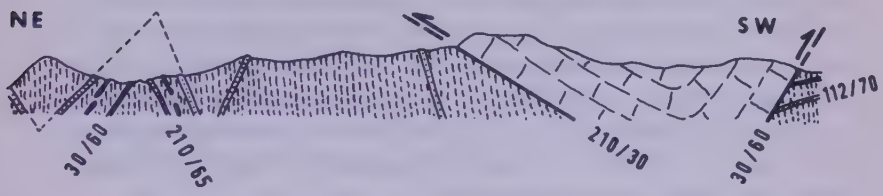

Abb. 63: Halbschematisches Profil durch den Marmorkomplex zwischen Baba Tauda und Ahingaran und seine Unterlage, gepunktet = Quarzitbänke, gestrichelt = Schieferung, Maßstab 1 : 5.000

In den nördlichsten Marmorlagen des Salang-Profiles konnten die tektonischen Verhältnisse des Liegendkontaktes jedoch eindeutig geklärt werden. Hier ist der Marmor, der selber eine Muldenform mit aus dem regionalen Rahmen fallender Nordvergenz besitzt, und eine steile Geländekante bildet, mit einer durch eine breite Mylonitzone deutlich ausgeprägten Störungsbahn, die in Richtung 210/30 einfällt, mit einer eindeutigen Winkeldiskordanz auf gefaltete Schiefer- und Quarzitserie aufgeschoben, die unter der Überschiebungsbahn mit 210/60 einfällt (Abb. 63). Die südliche Flanke der Muldenstruktur ist mit ebenso deutlicher, 30/60-einfallender Bewegungsbahn wiederum auf Schiefer und Quarzite aufgeschoben, in denen hier jedoch ein Einfallen von 112/70 gemessen wurde. Zur möglichen Erklärung für diese Lagerungsverhältnisse mag dienen, daß hier zwei auf die Einengung mit verschiedenem Faltenstil reagierende Gesteinskörper im ursprünglich konkordanten Verband gelegen haben, nämlich

einmal die leichtfaltbare Wechselfolge von kompetenten und inkompetenten Lagen der Schiefer-Quarzit-Folge; zum anderen eine auflagernde einheitliche Kalk- oder Marmormasse von allein über 100 m Aufschlußmächtigkeit. Während die Schiefer und Quarzite relativ eng verfaltet wurden, könnte der nur eine weiträumige Faltung gestattende, grobgebankte Marmor abgeschert sein, als der Widerstand zur Faltung zu groß wurde. Eine solche, auf Differenzialbewegungen infolge unterschiedlicher Kompetenz beruhende Störungsbahn wäre sicherlich die einfachste Deutung der Lagerungsverhältnisse. Mit ihr ließe sich auch der beiderseitige Aufschiebungscharakter am zwanglosesten erklären. Die Verhältnisse werden allerdings dadurch kompliziert, daß im Liegenden der südlichen Störungsbahn Richtungen der Schichtflächen auftauchen, die nicht mehr tautozonal zu den Faltenachsen der Schiefer- und Quarzitserie im NW des Marmorblockes sind, und somit ein unter dem Marmor durchlaufender Faltenbau nicht einfach vorausgesetzt werden kann.

Eine zweite Deutungsmöglichkeit für die tektonischen Verhältnisse am Liegendkontakt des Marmorblockes wäre gegeben, wenn man den Block als völlig allochthon auffaßt, in ihm also eine Deckscholle sieht. Da das Alter der liegenden Serien und des Marmors bisher noch völlig unbekannt geblieben ist und auch über fazielle Beziehungen des Marmors zu anderen Serien nichts bekannt geworden ist (aufgrund seiner Mächtigkeit und Reinheit zeigt der Marmor allerdings gewisse Ähnlichkeiten zum permischen Fusulinenkalk), sind grundsätzlich beide Deutungen möglich.

Schließlich ist eine Transgressionsdiskordanz zwischen Marmoren und variszisch gefaltetem Untergrund denkbar. Damit würde auch die Auflage von offensichtlich ehemals zusammenhängenden Marmorlagen auf verschiedenem Untergrund gedeutet werden können. Einen Hinweis auf einen möglichen Transgressionskontakt bilden die flach gelagerten Marmore, die bei Wawak auf gefalteten zentralen Glimmerschiefern liegen und Quarzgerölle an ihrer Basis führen (s. S. 58) und außerdem die Lagerungsverhältnisse an der Basis der Metamorphen Konglomerate (s. S. 62). Diese Deutung kann sich aber besten-

falls auf die Marmore mit deutlicher Winkeldiskordanz zum Liegenden beziehen. Neben diesen kommen noch eine größere Zahl von allerdings geringer mächtigen Marmor-Schuppen vor, die an ihrer Basis konkordante Lagerung zeigen und manchmal auch noch von Glimmerschiefern überlagert werden.

Sollten Teile der Marmore aus dem westlichen Teil des Arbeitsgebietes aus transgressiv auflagernden Kalken hervorgegangen sein, dann müßte es sich wohl um permischen Fusulinenkalk handeln, da keine anderen Kalke solcher Mächtigkeit bisher bekannt geworden sind. Mit Sicherheit läßt sich jedoch nur sagen, daß die Marmore älter sein müssen als die Tektonik, die zum Umbiegen der Streichrichtung im westlichen Teil des Gebietes geführt hat, da sie diese Umbiegung mitmachen. Der Faltenbau in den Marmoren ist immer großräumig mit Faltenlängen von einigen hundert m.

3.1.6 Die tektonischen Verhältnisse in den Plutonen

Während der zentrale Granodiorit-Körper keine gerichteten Gefüge aufweist, treten im Salang-Südgranit Bereiche mit Gefügeregelung oder zumindest mit starker Kataklase auf. Die kleineren Granitschuppen von Ru-i-Darra und Deh Kolon sowie der Granitstock des Piawasht-Tales zeigen alle, zumindest partiell, deutliche Regelungsgefüge. Da alle diese Granite in unmittelbarer Nähe der großen Störungslinien (Störung zwischen zentralem Gneiskomplex und Sedimentserien des Pandshir-Tales und Pandshir-Störung) vorkommen oder ihnen teilweise sogar aufsitzen, ist anzunehmen, daß zwischen der Gefügeregelung und der Störungstektonik ein Zusammenhang besteht.

3.1.6.1 Die Beziehungen der Kristallisation in den Graniten von Piawasht und Ru-i-Darra zur Störungstektonik

Wie bereits beschrieben, zeigen die Granitschuppen von Ru-i-Darra sehr ausgeprägte tektonische Kontakte, in Form von Überschiebungsbahnen an der Basis, zum Nebengestein (zentraler Gneiskomplex) (s. S. 97, Abb. 44), während am Granitstock von Piawasht die Art des Kontaktes nicht so klar zu erkennen ist. Beide Vorkommen zeigen teilweise beginnende Gneistextur und sehr starke kataklastische Erscheinungen im Korngefüge (s. S. 96 - 99), sind also mit Sicherheit postkristallin deformiert.

Wie Abb. 42 (S. 94) zeigt, ist der Granitstock von Piawasht wegen seiner Zusammensetzung wohl noch zum zentralen Granodiorit-Pluton zu rechnen, das Kristallisationsalter ist also wahrscheinlich Obertrias-Unterjura. Ein ähnlicher Schluß läßt sich für die Granit-Schuppen von Ru-i-Darra nicht so leicht ziehen, da sie in ihrer Zusammensetzung zum Salang-Südgranit vermittelnd und somit auch mit diesem gleichaltrig sein könnten. Damit ergibt sich für die Einschuppung und für die internen Deformationen dieser Granite ein Alter, das wahrscheinlich jünger als Unterjura ist.

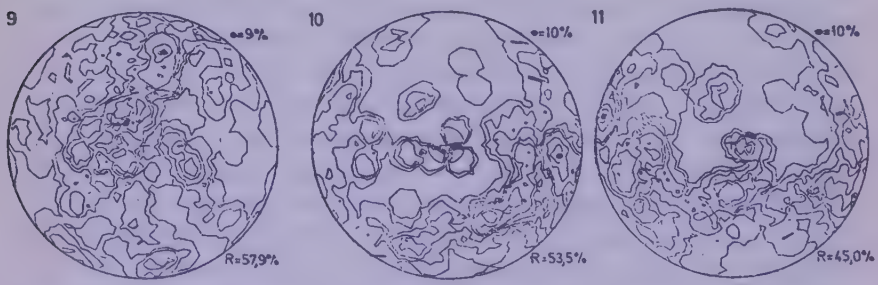

Abb. 64: Biotit-Pole in Geländeorientierung aus den Granitschuppen von Ru-i-Darra, je 200 Pole

Abb. 64 zeigt Biotitregelungen in drei Proben aus den Granitschuppen von Ru-i-Darra. Diagramm 9 stammt aus einem nur schwach überprägten Bereich, während in Diagramm 10 und 11 eine deutliche Tautozonalität zu NW- bzw. N-eintauchenden Achsen zu erkennen ist. Auch in den Graniten zeigt sich also diese häufige und für den westlichen Teil des Gebietes charakteristische jüngere Richtung, während in diesen Proben die NE-Richtung fehlt (vgl. Diagramme 6 - 12, Abb. 62, S. 131).

3.1.6.2 Die Beziehungen von Salang-Südgranit und den Granitschuppen von Deh Kolon zur Störungstektonik

Die Granite südlich Deh Kolon, die direkt auf der Pandshir-Störung liegen, zeigen Intrusivkontakte zu beiden an der Störung vorkommenden Gesteinskomplexen, somit können sie nicht älter als diese Störung sein. Am Fuß des Salang-Passes sind Schichtflächen im Nebengestein des Plutons durch zahlreiche Störungen derart verstellt und verschuppt, daß gar keine bevorzugte Richtung mehr erkennbar ist. Es konnte jedoch nie beobachtet werden, daß diese Störungen in den Salang-Südgranit hineinreichen, somit muß angenommen werden, daß dieser Granit syn- oder posttektonisch eingedrungen ist. Da in einigen Bereichen des Granites aber noch kataklastische Korngefüge angetroffen wurden (s. S. 105), ist eine in bezug auf die Störungen syn- bis spättektonische Intrusion am wahrscheinlichsten.

Altersmessungen (K/Ar-Methode, s. S.123) in anderen postaltkimmerischen Intrusiva im Bereich des Flankenkristallins des Kabul-Keiles haben an drei Stellen unter-oligozänes Alter ergeben (ANDRITZKY 1971, S. 70 f.).

3.2 Die großen, tektonische Einheiten trennenden Störungen

3.2.1 Die Störung zwischen zentralem Gneiskomplex und den Sedimentserien des Pandshir-Tales

An dieser SW-NE-verlaufenden und im Tawakh-Tal durch eine Querstörung nach Norden versetzten Störungslinie sind Gneise und östlich des Tawakh-Tales Glimmerschiefer des zentralen Gneis- und Glimmerschiefer-Komplexes auf die schwach metamorphen Sedimentserien des Pandshir-Tales aufgeschoben. Die Aufschiebung ist nach Südosten gerichtet und die Störungsfläche fällt an den beobachteten Stellen (Shotol-Tal, Täler nördlich Miran Shah, Tawakh, Piawasht- und Gawat-Tal) in Richtung der s-Flächen der Gneise ein. Östlich des Tawakh-Tales tritt noch eine zweite, kleinere Störung hinzu, an der die zentralen Gneise auf Glimmerschiefer aufgeschoben sind.

Über den Aufschiebungsbetrag können wegen des Mangels an faziellen und stratigraphischen Anhaltspunkten noch keine Aussagen gemacht werden, es ist jedoch anzunehmen, daß es sich um eine nach SE gerichtete Aufschuppung handelt. Das Alter dieser Störung ist wahrscheinlich jünger als Unterjura, möglicherweise sogar Oligozän (s. S. 138, 139).

3.2.2 Die Pandshir-Störung

Die Grenze zwischen dem Pandshir-Kristallin und den diesem auflagernden schwach metamorphen Sedimenten ist die bedeutendste Trennlinie des Arbeitsgebietes. Sie wurde erstmals von BRÜCKL (1935) als Störung beschrieben und ist seitdem immer wieder unter verschiedenen Namen zitiert worden (WELLMAN 1966, ANDRITZKY 1967, 1971, BORDET & BOUTIERE 1968, BOULIN 1971). Wie die Kartierung jedoch gezeigt hat, kann die Bezeichnung "Pandshir-Linie" eigentlich nur noch großräumlich betrachtet angewandt werden, da sie nur zu einem

geringen Teil die gleiche Richtung wie das Pandshir-Tal hat, sich nach Osten aber immer mehr von diesem entfernt. Im Gelände läßt sich der Störungscharakter dieser Linie meist nicht unmittelbar erkennen, jedoch ist die diskordante Auflagerung der Sedimente auf das Pandshir-Kristallin längs der gesamten Linie eindeutig.

Wenn auch eine variszische Orogenese des Gebirges nördlich der Pandshir-Störung bisher nur vermutet werden kann, läßt sich für das unterlagernde Pandshir-Kristallin, wie auch für das gesamte Flankenkristallin des Kabul-Keiles, in dem an verschiedenen Stellen K/Ar-Datierung (s. S. 123), eine alpidische Gebirgsbildung mit Regionalmetamorphose feststellen, die nördlich der Störung fehlt. Die Pandshir-Störung bedeutet damit eine Trennlinie zwischen dem eigentlichen Hindukush mit variszischer bis altkimmerischer Orogenese und den im Süden angefalteten Gebirgen alpidischen Alters, die zum Pagham-Nuristan-Komplex gehören. Die dabei stattfindende Einengung in NW-SE- bzw. N-S-Richtung bewirkte, daß der südliche Hindukush-Rand auf die Pagham-Nuristan-Gneise aufgeschoben wurde. Damit spielt die Pandshir-Linie die gleiche Rolle, wie die "zone axiale" im Nw-Karakorum (s. S. 11).

Abb. 65 zeigt den regionalen Zusammenhang der Pandshir-Störung mit den anderen großen Störungssystemen Afghanistans, ausserdem zeigt die Verteilung der Epizentren von Flachbeben an dieser Linie, daß sie möglicherweise noch heute aktiv ist.

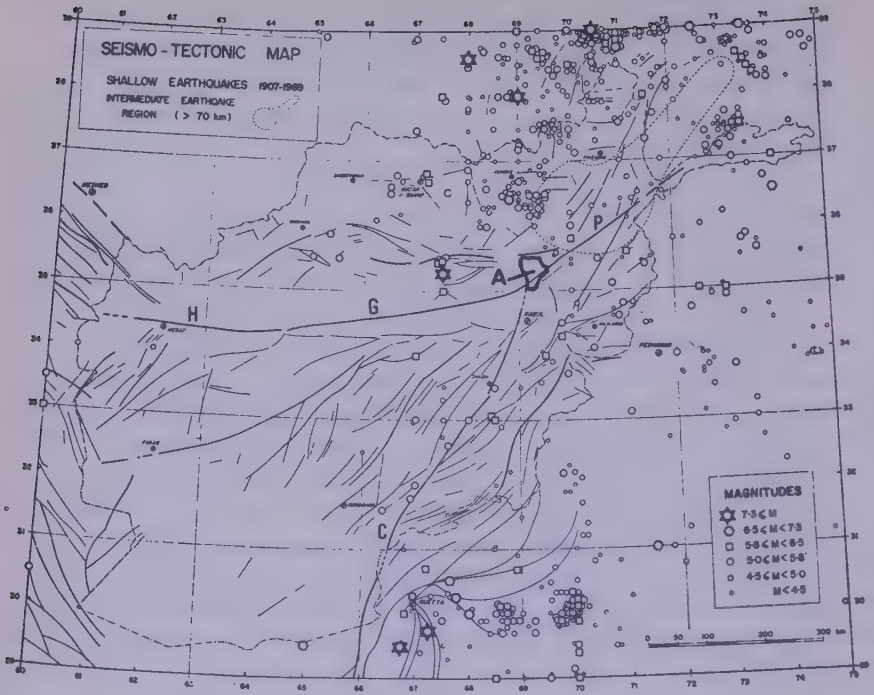

Abb. 65: Störungssysteme und Epizentren von Flachbeben in Afghanistan aus: HEUCKROTH & KARIM (1973)
A = Arbeitsgebiet, H = Hari-Rud-Störung,
G = Ghorband-Störung, P = Pandshir-Störung,
C = Chaman-Störung (identisch mit Mukur-Ghazni-Argandeh-Störung)

4. SCHLUSSWORT UND AUSBLICK

Da die vorliegende Arbeit eine Erstkartierung darstellt, die zum größten Teil auch auf Erstbegehungen basiert, konnte die vorgenommene erste Gliederung nach lithologischen Gesichtspunkten nur sehr grob und der Größe des Arbeitsgebietes angemessen vorgenommen werden. Es hat sich jedoch im Laufe der Arbeit gezeigt, daß dem Arbeitsgebiet für die Aufklärung der relativen Altersbeziehungen der tektonischen Ereignisse, sowie für die zeitliche Einstufung der Orogenesen im Hindukush eine große Bedeutung zukommt. Weitergehende Arbeiten sollten sich in erster Linie auf die radiometrische Datierung der Metamorphose im zentralen Gneiskomplex, die stratigraphische Gliederung der Sedimentzonen und auf die Untersuchung der tektonischen und geophysikalischen Verhältnisse an der Pandshir-Linie und auf die Kartierung dieser Linie in östlicher Richtung konzentrieren.

LITERATURVERZEICHNIS

ADLER, R. E., KRÜCKEBERG, W., PFISTERER, W., PILGER, A. & SCHMIDT, M. W., Elektronische Datenverarbeitung in der Tektonik - Clausthaler Tekton. H. 8, 157 S., Clausthal-Zellerfeld 1968

ANDRITZKY, G., Bau und Entstehungsgeschichte des Altkristallin-Keiles von Kabul (Afghanistan) und seiner Randzonen - Geol. Jb. Bd. 84, S. 617 - 636, Hannover 1967

ANDRITZKY, G., Das Kristallin im Gebiet Panjao - Kabul - Jalalabad (Zentral- und Ost-Afghanistan) - Beih. Geol. Jb. 96, S. 5 - 81, Hannover 1971

BORDET, P. & BOUTIERE, A., Reconnaissance géologique dans l'Hindou Kush oriental (Badakhshan, Afghanistan) - Bull. Soc. géol. de France (7), X, 1968, p. 486 - 496, Paris 1968

BOULIN, J., Remarques sur la Géologie du versant sud de l'Hindou Kush aux environs de Jabal-us-Seraj, en Afghanistan - C. R. Ac. Sc. Paris, t. 272, p. 913, Paris 1971

BRÜCKL, K., Über die Geologie von Badakhschan und Kataghan (Afghanistan) - N. Jb. f. Min. Geol., Beil. Bd. 74, Abt. B, S. 360 - 393, Stuttgart 1935

BURRI, C., Das Polarisationsmikroskop, 308 S., Basel (Birkhäuser) 1950

BURRI, C., Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage - 334 S., Basel (Birkhäuser) 1959

CIZANCOURT, H. & VAUTRIN, H., Remarque sur la structure de l'Hindoukush - Bull. Soc. géol. France, VII 1937, p. 377 - 400, Paris 1937

CLAPP, F. G., Geology of Afghanistan - Bull. Geol. Soc. America, 50, n°12, pt. 2, p. 1904 - 1916, Washington 1939

COWPER REED, F. R., Upper carboniferous fossils from Afghanistan - Paläont. Indica, XIX, 1931, Calcutta 1931

DESIO, A., Cretaceous beds between Karakorum and Hindu Kush Ranges (Central Asia) - Riv. Ital. Paleont. e Strat. LXV 1959, Parma 1959

DESIO, A., Ricognizione geologiche nell'Afghanistan - Boll. Soc. Geol. Ital., 79, T. 3, 85 S., Rom 1960

DESIO, A., Sull' estensione dei plutoni granitici nel Karakorum (Asia centrale) - Rend. Accad. Naz. Lincei 28, S. 783 - 786, Rom 1960

DESIO, A., Qualche osservazione comparative fra le serie stratigrafiche dell'Hindu Kush afghano e del Tagikistan (Asia centrale) - R. C. Accad. Lincei (8) 30, S. 650 - 658, Rom 1961

DESIO, A., I rapporti tettonici fra il Badakhshan ed il Pamir (Asia centrale) - Annali del Museo geologico die Bologna, Serie 2a, 31, S. 163 - 170, Bologna 1963

DESIO, A. & MARUSSI, A., On the Geotectonics of the Granites in the Karakorum and Hindu Kush Ranges (Central Asia) - Intern. Geol. Kongr. Rep. 21, Session, Proceed. Sect. 2, S. 156 - 167, Kopenhagen 1960

DESIO, A., MARTINA, E. & PASQURE, G., On the Geology of Central Bedakhshan (North-east Afghanistan) - Quart. Journ. Geol. Soc., 120, S. 127 - 151, London 1964

FARSAN, N. M., Ladinische Ammonoideen aus dem westlichen Hindukush (Afghanistan) - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1972, S. 197 - 205, Stuttgart 1972

FESEFELDT, K., Das Paläozoikum im Gebiet der oberen Logar und im östlichen Hazarajat, südwestlich Kabul, Afghanistan - Beih. geol. Jb., 70, S. 185 - 228, Hannover 1964

FURON, R., Notes préliminaire sur la géologie de l'est de l'Afghanistan, l'Hindou Kouch région nord et sud - Bull. Soc. géol. France, 4, Sér. 24, p. 3 - 12, Paris 1924

FURON, R., L'Hindou Kouch et le Kaboulistan. Contribution à l'étude géologique et géomorphogénique de l'Afghanistan - 170 S., Paris (Albert Blanchard) 1926

FURON, R., Sur les rélations géologiques et géographiques de l'Hindou Kouch et du Pamir - C. r. Acad. Sci., 198, p. 963 - 965, Paris 1934

FURON, R., Sur la géologie de l'Hindou Kouch et de Pamir - Bull. Soc. géol. France, 2 Sér., 4, p. 69 - 78, Paris 1934

GANSSER, A., Außeralpine Ophiolithprobleme - Ecl. Geol. Helv., 52, Nr. 2, S. 659 - 679, Basel 1959

GANSSER, A., Geology of the Himalayas - London, New York, Sidney (Interscience Publishers) 1964

German Geological Mission in Afghanistan: Geological map of Afghanistan, 1 : 1 000 000 Southern and Central Part - Hannover 1964

GRIESBACH, C. L., Afghan Field-Notes. Reports on the Geology of the section between the Bolan Pass in Balichistan and Girishk in southern Afghanistan - Mem. geol. Surv. India, 18, H. 1, S. 1 - 60, Kalkutta 1881

GRIESBACH, C. L., Afghan Field-Notes. Rec. geol. Surv. India, 18, H. 1, S. 57 - 64, Kalkutta 1885

GRIESBACH, C. L., Afghan and Persian Field-Notes - Rec. geol. Surv. India, 19, H. 1, S. 48 - 65, Kalkutta 1886

GRIESBACH, C. L., Field-Notes from Afghanistan (No. 3): Turkestan - Rec. geol. Surv. India, 19, H. 4, S. 235 - 267, Kalkutta 1886

GRIESBACH, C. L., Field-Notes from Afghanistan (No. 4): from Turkestan to India - Rec. geol. Surv. India, 20, H. 1, S. 17 - 26, Kalkutta 1887

GRIESBACH, C. L., Field-Notes No. 5, to accompany a geological sketch map of Afghanistan and nord-eastern Khorassan - Rec. geol. Surv. India, 20, H. 2, S. 93 - 103, Kalkutta 1887

GRIESBACH, C. L., Geology of the Safed Koh - Rec. geol. Surv. India, 25, S. 59 - 109, Kalkutta 1892

GUNDLACH, K., Das Pamirsystem (aufgrund neuerer Literatur) - Geol. Rdsch., 25, S. 330 - 335, Berlin 1934

HARLAND, W. B., SMITH, A. G. & WILCOCK, A., The Phanerozoic Time Scale, a Symposium - Quart.J. geol. Soc. London, 1964, Suppl., London 1964

HAYDEN, H. H., The Geology of Northern Afghanistan - Mem. geol. Surv. India 39, part 1, S. 97, Kalkutta 1911

HAYDEN, H. H., Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs - Rec. geol. Surv. India 45, part 4, S. 271 - 335, Kalkutta 1915

HEUCKROTH, L. E. & KARIM, R. A., Afghan Seismotectonics - Phil. Trans. R. Soc. London, A 274, S. 389 - 395, London 1973

HILLEBRANDT, A. v., Die Geologie des mittleren Khwaja-Muhammad-Gebirges, in: Münchner Hindukush-Rundfahrt 1963, 55 S., herausg. D. akadem. Sect. München des Dt. Alpenvereins, München 1964

HINZE, C., Die geologische Entwicklung der östlichen Hindukush-Nordflanke (NE-Afghanistan) - Beih. geol. Jb., 70, S. 19 - 76, Hannover 1964

ILAVSKY, J. & KANTOR, J., Prispevok ku geochronologii sirzieho okolia Kabulu (Afghanistan) - Geol. prace, zpravy, 37, S. 65 - 90, Geologicky Ustav Dionyza Stura, Bratislava 1965

KAEVER, M., Das Permokarbon Afghanistans - Zbl. Geol. Paläont., 1970, T. ;, H. 4, S. 622 - 660, Stuttgart 1970

KRESTNIKOV, V. N., History of oscillatory movements in the Pamirs and adjacent regions of Asia - Akad. Nauk. SSSR, Moskau 1962, Israel Program Sci. Transl., 199 S., Jerusalem 1965

LAPPARENT, A. F. de, Sur une série antépaléozoique en Afghanistan - C. R. Soc. géol. France, Fasc. 1, S. 15 - 17, Paris 1962

LAPPARENT, A. F. de, Sur les très hautes surfaces des montagnes afghanes, Essai géomorphologique et stratigrafique - Géologie Alpine, 47 fasc. 2, Grenoble 1971

LAPPARENT, A. F. de & LE MAITRE, D., Sur le Dévonien du Koh-i-Baba en Afghanistan - C. R. Soc. géol. Francem 1963, Fasc. 6, S. 188 - 189, Paris 1963

LEUCHS, K., Geologie von Asien, in: Geologie der Erde, Hrsg. E. Krenkel, Berlin 1937

MARTINA, E., New dates on the Devonien of Afghanistan - Riv. Ital. Paleont., 69, S. 545 - 558, Parma 1963

MATSUSHITA, S. & HUZITA, K., Geological structure of the Western Karakorum and Eastern Hindukush - Rep. 20 Sess. internat. geol. Congr., 11, S. 214 - 219, New Dehli 1964

MATSUSHITA, S. & HUZITA, K., Geology of the Karakorum and Hindukush - Kyoto University, 150 S., Kyoto 1965

MENNESSIER, G., Afghanistan. - Lexique stratigr. internat., 3, H. 9a, 171 S. Paris 1961

MENNESSIER, G., Les caractères structuraux des montagnes de la région de Kaboul (Afghanistan) - Bull. Soc. geol. France (7), 3, Nr. 1, S. 40 - 49, Paris 1961

MEHNERT, K. R., Migmatites - 393 S., Amsterdam, New York (Elsevier) 1968

MIRSAD, S. CH., Kolchanov, V. P. & MANUCHARYANTS, O. A., Afghanistan, scheme of geological structure and commercial minerals - Bjull. Moskovskogo obscestva ispytatelej prirodny - Otdeleniye geol. N. S., 43, 1, S. 31 - 52, Moskau 1968

MUSHKETOV, D., Modern conception of the tectonics of Central Asia, Int. geol. Congr., 2, Rep. 16, S. 885 - 894, Washington 1936

PANTELIEV, F. P., BRATASCH, W. J. & Mitarbeiter, Geological maß of Northern Afghanistan - Technoexport, Moskau 1962

PATZELD, W. & ZIEGLER, J., Bamberger Hindukush-Rundfahrt 1962, Jb. Dt. Alpenverein, 88, S. 153 - 164, München 1963

PEIVE, A. V., BURTMAN, V. S., RUZHENTZEV, S. V. & SUVOROV, A. I., Tectonics of the Pamir-Himalayan sector of Asia - Intern. Geol. Congr., 22, India, 1964, Rep., New Dehli 1964

POPAL, S. A. & TROMP, S. W., The stratigraphy and main structural features of Afghanistan - Proc. kon. nederl. Akad. Wetenschapen Amsterdam, Ser. B, 57, Nr. 3, S. 370 - 394, Leiden 1954

RAMBERG, H., Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures - J. Geol., 63, S. 512 - 526, Chicago 1955

RAMBERG, H., Pegmatites in West Greenland - Bull. geol. Soc. Am., 67, S. 185 - 214, New York 1956

RATHJENS, C., Der afghanische Hindukush - Jb. Dt. Alpenverein, 80, S. 116 - 122, München 1965

RESCH, M., Zur Geologie des westlichen Kindukush zwischen Salang und Sekari-Schlucht - 90 S., Diss., Bonn 1971

ROSENBUSCH, H., Mikroskopische Physiographie - Stuttgart (Schweizerbart) 1908

SANDER, B., KASTLER, D. & LADURNER, J., Zur Korrektur des Schnitteffektes in Gefügediagrammen heterometrischer Körner - österr. Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl. Sitzungsber. Abt. 1, 163, Bd. H, 6, S. 401 - 424, Wien 1954

SCHNEIDER, H. J., Tektonik und Magmatismus im NW-Karakorum - Geol. Rdsch., 46, S. 426 - 476, Stuttgart 1957

SCHNEIDER, H. J., Geosynklinale Entwicklung und Magmatismus an der Wende Paläozoikum-Mesozoikum im NW-Himalaya und Karakorum - Geol. Rdsch., 50, S. 334 - 352, Stuttgart 1960

STILLE, H., Tektonische Formen in Mittel-Europa und Mittel-Asien - Z. Dtsch. geol. Ges., 81, S. 1 - 9, Stuttgart 1929

STILLE, H., Zur Ökologie der Kimmerischen Faltungen - Roemeria, 1, (Dahlgrün-Festschrift), S. 1 - 22, Clausthal-Zellerfeld 1954

STRECKEISEN, A. L., Classification and nomenclature of igneous rocks (a final report of an inquiry) - N. Jb. Mineral. Abh., 107, S. 144 - 240, Stuttgart 1967

TERRA, H. DE, Geologische Forschungen im westl. K'un-Lun und Karakorum-Himalaya, in: Wiss. Ergebnisse der Dr. Trinkler'schen Zentralasien-Expedition, Berlin 1932

TERRA, H. DE, Himalayan and Alpine Orogenesis - Int. geol. Congr., 2, Rep. 16, S. 859 - 871, Washington 1936

TRINKLER, E., Das Problem der großen Scharung in den Pamir-Gebieten - Mitt. geogr. Ges., 16, S. 1 - 12, München 1923

TRINKLER, E., Aus dem westlichsten Teil des afghanischen Hindu-Kusch - Peterm. geogr. Mitt., 1925, H. 3, S. 117 - 118, Gotha 1925

TRINKLER, E., Vorläufiger Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse meiner Reise in Afghanistan von Herat nach Kabul durch das Hesaragat-Hochland - Mitt. geogr. Ges., 17, S. 275 - 278, München 1924

TRINKLER, E., Afghanistan, eine landeskundliche Studie auf Grund des vorhandenen Materials und eigener Beobachtungen - Peterm. geogr. Mitt. Erg.-H., 196, 80 S., Gotha 1928

TRÖGER, W. E., Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale - Stuttgart (Schweizerbart) 1967

VAN DER PLAS, L. & TOBI, A. C., A Chart for Judging the Reliability of Point Counting Results - Amer. J. Sci., 263, S. 89 - 99, 1965

VILLA, F., Su alcune microfazies dell'Afghanistan occidentale - Riv. Ital. Paleont., 67, S. 393 - 404, Parma 1961

WALLBRECHER, E., Beschreibung eines geologischen Profils aus der Hindukush-Nordflanke, aufgenommen an der Salang-Straße, südlich Chenjan - Sci. quart. J., 1966, S. 18 - 19, Kabul 1966

WEIPPERT, D., Zur Geologie des Gebietes Doab-Saighan-Hajar (Nord-Afghanistan) - Beih. geol. Jb., 70, S. 153 - 184, Hannover 1964

WELLMAN, H., Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan - Geol. Rdsch., 55, H. 3, S. 716 - 735, Stuttgart 1966

WINKLER, H. G. F., Die Genese metamorpher Gesteine - 2. Aufl., 273 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer) 1967

WIRTZ, D., Zur regionalgeologischen Stellung der afghanischen Gebirge - Beih. geol. Jb., 70, S. 5 - 18, Hannover 1964

WOLFAHRT, R., Fauna, Stratigraphie und Paläogeographie des Ordoviziums in Afghanistan - Beih. geol. Jb., 89, 125 S., Hannover 1970

WRIGHT, P. L., BOYCOTT-BROWN, T. I., BROWN, J. F., CHEENEY, R. F. & MERCER , W., Geological Sketch map of the upper Panjshit valley - Manuskr. Univ. Edinburgh 1968

Lebenslauf

Am 6. August 1940 wurde ich in Bielefeld als Sohn des Verwaltungsangestellten Ernst Wallbrecher und dessen Ehefrau Herta, geb. Rottmann, geboren.

Nach vierjähriger Volksschulzeit besuchte ich neun Jahre lang den neusprachlichen Zweig des Staatl.-Städt. Gymnasiums zu Bielefeld, wo ich Ostern 1960 das Abitur bestand.

Zum SS 1960 begann ich mit dem Studium der Geologie an der Universität Marburg/Lahn. Vom WS 1960/61 an setzte ich das Studium in Bonn fort, wo ich am 31. Januar 1963 die Diplom-Geologen-Vorprüfung ablegte.

Nach einem Jahr Studium an der Universität und an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich kehrte ich zum SS 1964 nach Bonn zurück. Von Mai 1965 bis April 1967 hielt ich mich zu Forschungsarbeiten an der Universität Kabul (Afghanistan) auf.

Am 6. Juni 1967 heiratete ich die amerikanische Staatsbürgerin Barbara Hoffman. Die Diplom-Geologen-Hauptprüfung legte ich am 11. Dezember 1968 in Bonn ab.

Seit Mai 1971 habe ich einen Vertrag als wissenschaftlicher Assistent an der Freien Universität Berlin.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten :

in Marburg

DIMROTH, DRAWERT, KOCKEL, SEIDEL, WALCHER

in Bonn

BRINKMANN, BIERTHER, CLOSS, ERBEN, FRECHEN, HOEPPENER, JAECKEL, KARRENBERG, LEHMENSICK, LINDSTROM, MENSINK, MOCKENHAUSEN, NEUHAUS, PAPP, PAUL, POTONIE, SCHMITZ-DUMONT, SCHUMACHER, STAHL, TSCHESCHE, WURMBACH, WURSTER

in Zürich

BAMBAUER, BURRI, DAL VESCO, DE QUERVAIN, GANSSER, GASSMANN, GRUNENFELDER, HOFMANN, JÄCKLI, LEUPOLD, STREIFF, TRÜMPY